



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1991

BAND 134/1

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse
durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn.

Inhalt – Contents

Wenn nicht anders angegeben, sind die Arbeiten in deutscher Sprache geschrieben.

When there is no other mention the papers are given in German language.

EBLI, O., mit Beiträgen von ILSE DRAXLER, PETER KLEIN, LUDMILLA A. KODINA, HARALD LOBITZER & BERND SCHWAIGHOFER: Fazies, Paläontologie und organische Geochemie der Sachranger Schiefer (Untertoarcium) im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Saalach. Mit 1 Abbildung und 8 Tabellen	5	EBLI, O., with contributions from ILSE DRAXLER, PETER KLEIN, LUDMILLA A. KODINA, HARALD LOBITZER & BERND SCHWAIGHOFER: Facies, Palaeontology and Organic Geochemistry of the Sachrang Shales (Lower Toarcian) in the Middle Part of the Northern Calcareous Alps between Isar and Saalach. With 1 Text-Figure and 8 Tables	5
EXNER, Ch.: Bundschuhgneis und Granatglimmerschiefer bei Ramingstein (Lungau, Salzburg). Mit 3 Abbildungen	15	EXNER, Ch.: Bundschuh Gneiss and Garnet-Mica-Schists near Ramingstein (Lungau, Salzburg). With 3 Text-Figures	15
GRIEM, W., WOLF, S., SYLVESTER, H. & THIEDIG, F.: Sedimentologie und Sedimentpetrographie des tertiären Sattnitzkonglomerats zwischen Villach und Klagenfurt (Kärnten, Österreich). Mit 9 Abbildungen	27	GRIEM, W., WOLF, S., SYLVESTER, H. & THIEDIG, F.: Sedimentology and Sedimentary Petrography of the Tertiary Sattnitz Conglomerate Between Villach and Klagenfurt (Carinthia, Austria). With 9 Text-Figures	27
HUBMANN, B.: Alveolitidae, Heliolitidae und <i>Helicosalpinx</i> aus den Barrandeikalken (Eifelium) des Grazer Devons. Mit 5 Abbildungen und 3 Tafeln	37	HUBMANN, B.: Alveolitids, Heliolitids and <i>Helicosalpinx</i> from the Barrandei Limestones (Eifelian) of the Graz Paleozoic. With 5 Text-Figures and 3 Plates	37
KERNER, F. & LOESCHKE, J.: Zur Petrographie, Röntgenographie und Geochemie der Eisenhutschiefer (Gurktaler Alpen). Mit 9 Abbildungen	53	KERNER, F. & LOESCHKE, J.: Petrography, X-Ray Investigations and Geochemistry of the Eisenhutschiefer Series (Gurktal Alps, Carinthia). With 9 Text-Figures	53
KRAINER, K. & MOGESSIE, A.: Zusammensetzung und Bedeutung resedimentierter Amphibolitbrekzien und -konglomerate (Badstub-Formation) im Karbon von Nötsch (Ostalpen, Kärnten, Österreich). In englischer Sprache. With 18 Figures and 4 Tables	65	KRAINER, K. & MOGESSIE, A.: Composition and Significance of Resedimented Amphibolite Breccias and Conglomerates (Badstub Formation) in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Carinthia, Austria). In English language. With 18 Text-Figures and 4 Tables	65
KRENMAYR, H.G.: Sedimentologische Untersuchungen der Vöcklaschichten (Innviertler Gruppe, Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone im Gebiet der Vöckla und der Ager. Mit 14 Abbildungen und 2 Tabellen	83	KRENMAYR, H.G.: Sedimentological Investigations of the Vöckla Beds (Innviertel Group, Ottnangian) in the Molasse Zone of Upper Austria in the Area of the Rivers Vöckla and Ager. With 14 Text-Figures and 2 Tables	83
NEUBAUER, F.: Stratigraphie und Struktur der Rannachdecke bei Kehr (Grazer Paläozoikum). Mit 12 Abbildungen und 3 Tabellen	101	NEUBAUER, F.: Stratigraphy and Structure of the Rannach Nappe (Paleozoic of Graz). With 12 Text-Figures and 3 Tabellen	101
PATOČKA, F.: Geochemie und primäres tektonisches Umfeld der Amphibolite der Bunten Serie von Český Krumlov (Böhmisches Masse, Moldanubikum). In englischer Sprache. Mit 14 Abbildungen und 3 Tabellen	117	PATOČKA, F.: Geochemistry and Primary Tectonic Environment of the Amphibolites from the Český Krumlov Varied Group (Bohemian Massif, Moldanubicum). In English language. With 14 Text-Figures and 3 Tables	117
SALVERMOSER, St. & WALSER, W.: Lithostratigraphische Untersuchungen an jungtertiären Molassesedimenten am Nordrand der Taufkirchener Bucht (Oberösterreich). Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen	135	SALVERMOSER, St. & WALSER, W.: Lithostratigraphic Investigations of Younger Tertiary Molasse Sediments on the Northern Border of the Taufkirchener Bucht (Upper Austria). With 5 Text-Figures and 2 Tables	135
VIELREICHER, R.M.: Der Serpentin des Moosgrabens im Grenzbereich Helvetikum/Flyschzone (Oberbayern). Mit 11 Abbildungen und 4 Tabellen	149	VIELREICHER, R.M.: The Moosgraben Serpentine Near the Border Helveticum/Flysch Zone (Upper Bavaria). With 11 Text-Figures and 4 Tables	149
Buchbesprechungen	159	Book Reviews	159

Fazies, Paläontologie und organische Geochemie der Sachranger Schiefer (Untertoarcium) im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Saalach

Von OSKAR EBLI

Mit Beiträgen von ILSE DRAXLER, PETER KLEIN, LUDMILLA A. KODINA, HARALD LOBITZER & BERND SCHWAIGHOFER*)

Mit 1 Abbildung und 8 Tabellen

Salzburg
Bayern
Nördliche Kalkalpen
Unkener Mulde
Sachranger Schiefer
Unkener Schiefer
Bächental Schichten
Lias Epsilon
Fazies
Sedimentologie
Stratigraphie
Paläontologie
Organische Geochemie
Tonmineralogie

Österreichische Karte 1 : 50 000
Blatt 92

Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	6
1. Einleitung	6
2. Untersuchte Lokalitäten	6
2.1. Roß- und Buchstein	6
2.2. Sudelfeld - Seebach	7
2.3. Sachrang	7
2.4. Geigelsteingebiet	7
2.5. Oberwössen	7
2.6. Unken	8
3. Die Fazies der Sachranger Schiefer	8
3.1. Begriffsklärung und historischer Überblick	8
3.2. Lithologie	8
3.3. Mikrofazies	9
3.3.1. Feinlaminite	9
3.3.2. Feinbankige Fazies	9
4. Paläontologische Ergebnisse	11
4.1. Kalkiges Nannoplankton	11
4.2. Radiolarien	11
4.3. Foraminiferen	12
4.4. Palynomorphen und organischer Rückstand	12
5. Mineralogie der Unkener Schiefer	12
6. Geochemie der Unkener Schiefer	13
Dank	13
Literatur	13

Zusammenfassung

Die alpinen Lias- ϵ -Schiefer lassen im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen eine deutliche Abhängigkeit von den bathymetrischen Gegebenheiten erkennen, welche sich sowohl in der Mikrofazies als auch im Biogehalt dieser Sedimente wieder spiegelt. Werden im Beckentiefsten radiolarienreiche Lithologien (Sachranger Schiefer) abgelagert, so dominieren zu den Schwellenbereichen hin echinodermen- oder molluskenreiche Gesteinsausbildungen (Unkener Schiefer), welche zudem noch zahlreiche Resedimentlagen führen.

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. OSKAR EBLI, Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard Wagner-Straße 10/II, D-8000 München 2; Dr. ILSE DRAXLER, Dr. PETER KLEIN, Dr. HARALD LOBITZER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Dr. LUDMILLA A. KODINA, USSR Academy of Sciences, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Kosygin Str. 19, USSR-117975 Moscow; Univ.-Prof. Dr. BERND SCHWAIGHOFER, Universität für Bodenkultur, Gregor Mendel Str. 33, A-1180 Wien.

Besonders die aufgefundene Radiolarienfauna lieferte zahlreiche, bisher aus dem Unter-Toarcien nicht nachgewiesene Gattungen und Arten. Neben einer reichhaltigen, kalkigen Nannoflora treten auch Foraminiferen bevorzugt in der Randfazies der Sachranger Schiefer auf, wohingegen Palynomorphen, Acritarchen, Dinoflagellaten und Sporomorphen dort nur untergeordnet und geringdivers repräsentiert sind. Dieser Ablagerungsbereich ist tonmineralogisch durch die Dominanz von Illit charakterisiert und weist auch im Bereich der organischen Geochemie deutliche Unterschiede (z.B. Bitumenausbeute, Porphyrin-Gehalte) zu bisher untersuchten Lokalitäten auf.

Facies, Palaeontology and Organic Geochemistry of the Sachrang Shales (Lower Toarcian) in the Middle Part of the Northern Calcareous Alps between Isar and Saalach

Abstract

The Lias- ϵ shales in the middle part of the Northern Calcareous Alps display a strong dependency on the overall palaeobathymetric situation. This is reflected in different microfacies types as well as in the composition of the biota. In deeper parts of the basin radiolaria-rich lithologies (Sachrang Shales) are prominent, whereas towards submarine topographic highs a dominance of echinoderm- and mollusc-biomicrofossils (Unken Shales) and a strong increase in re-sedimentation can be observed.

The radiolarian assemblage is characterized by numerous genera and species, hitherto not known to occur as early as the Lower Toarcian. The marginal black shale facies shows an increase in the diversity of calcareous nannoplankton and foraminifera, and in contrast to this only rare palynomorphs, acritarchs, dinoflagellates and sporomorpha. This sedimentary environment is also characterized in comparison to other, deeper marine sections by its difference in clay mineralogy as well as in organic geochemistry, too.

1. Einleitung

Schwarzschiefer des Unteren Toarciums waren seit dem vergangenen Jahrhundert Gegenstand detaillierter Untersuchungen (z.B. QUENSTEDT, 1856–57). Der Umstand, daß in dieser Fazies zahlreiche Tiergruppen ausserordentlich gut erhalten (zum Teil sogar mit überlieferten Weichteilen) vorliegen, machte so den Posidonienschiefer Süddeutschlands zu einer der bekanntesten Fossilagerstätten der Welt. Das besondere Interesse an diesen epikontinentalen Ablagerungen bekundet sich in zahlreichen Arbeiten die sich mit der Sedimentologie, Geochemie, Paläontologie und wirtschaftlichen Nutzbarkeit des Posidonienschiefers auseinandersetzen. Das reichhaltige Schrifttum hierzu ist in RIEGRAF et al. (1984) aufgeführt.

Zeitgleiche Schwarzschieferbildungen wurden aus den Nördlichen Kalkalpen bereits in der Mitte des vergangenen Jahrhunderts beschrieben (GÜMBEL, 1861), gerieten dann aber in Vergessenheit und wurden erst von SCHLOSSER (1909) wiederentdeckt.

Eine überregionale, fachübergreifende Bearbeitung dieser Sedimente steht bisher aus, obwohl zu Einzelspekten bereits Publikationen vorliegen (vgl. Literaturübersichten in BITTERLI, 1962; KODINA et al., 1988; LOBITZER et al., 1988; EBLI, 1989). In der vorliegenden Arbeit soll nun die Fazies der Sachranger Schiefer näher beschrieben werden und erste Ergebnisse aus den Bereichen Paläontologie, Organische Geochemie und Mineralogie in kurzer Form vorgestellt und diskutiert werden.

Die Geländearbeiten und deren paläontologisch-sedimentologische Auswertung erfolgten durch O. EBLI. Die detaillierte Dokumentation der Foraminiferen- und Radiolarienfauna, des kalkigen Nannoplanktons und weiterer, in dieser Arbeit nicht näher behandelte Profile wird im Rahmen einer Dissertation erfolgen (EBLI, in prep.)

Das von H. LOBITZER koordinierte beitragende Arbeitsteam befaßte sich mit verschiedenen Aspekten der „Unkener Schiefer“, wobei anhand von vier Proben aus zwei verschiedenen Profilen der Lokalität 2 bei EBLI

(1989, Abb. 1) in aller Kürze erste Ergebnisse der Palynologie (I. DRAXLER), Geochemie (L.A. KODINA, P. KLEIN) und Mineralogie (B. SCHWAIGHOFER) mitgeteilt werden.

2. Untersuchte Lokalitäten

Schwarzschiefer besitzen nur eine geringe Resistenz gegenüber der Verwitterung und tektonischen Beanspruchungen. Demzufolge sind in den Alpen gut aufgeschlossene Profile selten. Insgesamt wurden 10 Lokalitäten beprobt, von denen 6 hier näher besprochen werden sollen. Diese sind zwischen der Isar im Westen und der Saalach im Osten gelegen (Abb. 1). Mit Ausnahme der Vorkommen in der Unkener Mulde – welche tektonisch dem Tirolikum zuzuordnen sind – befinden sich alle nachfolgend aufgeführten Aufschlüsse am N-Rand der Lechtaldecke, im Bayerischen Synklinorium.

2.1. Roß- und Buchstein

Wenige Meter westlich der Schönberg Alm stehen an der Fortsetzung der Fahrstraße bei Punkt r = 4473475 h = 5277500 (Topographische Karte (TK) 1 : 25.000 Blatt 8335 Lenggries) etwa 2 m tiefgründig verwitterte, manganreiche Schiefer an. Sie sind teilweise kieselig ausgebildeten Fleckenkalken und Kieselkalken zwischengeschaltet. Ihre Gesamtmächtigkeit dürfte um 8 m liegen.

EBLI (in prep.) sieht das Gebiet des Roß- und Buchsteins als nördliche Fortsetzung des von SPIELER & BRANDNER (1989) bekannt gemachten Bächentaler pull-apart-basins an. Hauptindiz hierfür sind die mehrere 10er Meter mächtigen liassischen fault-scarp Brekzien dieses Gebietes, die zum Großteil aus Oberrhätalk-Lithoklasten bestehen und die sich nach E zu im Synklinorium nicht weiter verfolgen lassen.

Aufgrund der paläogeographischen Situation sind die durch *Harporceras* sp. datierten Schwarzschiefer des Bächentals (SANDER, 1921) mit dem oben angeführten Vorkommen zu korrelieren.

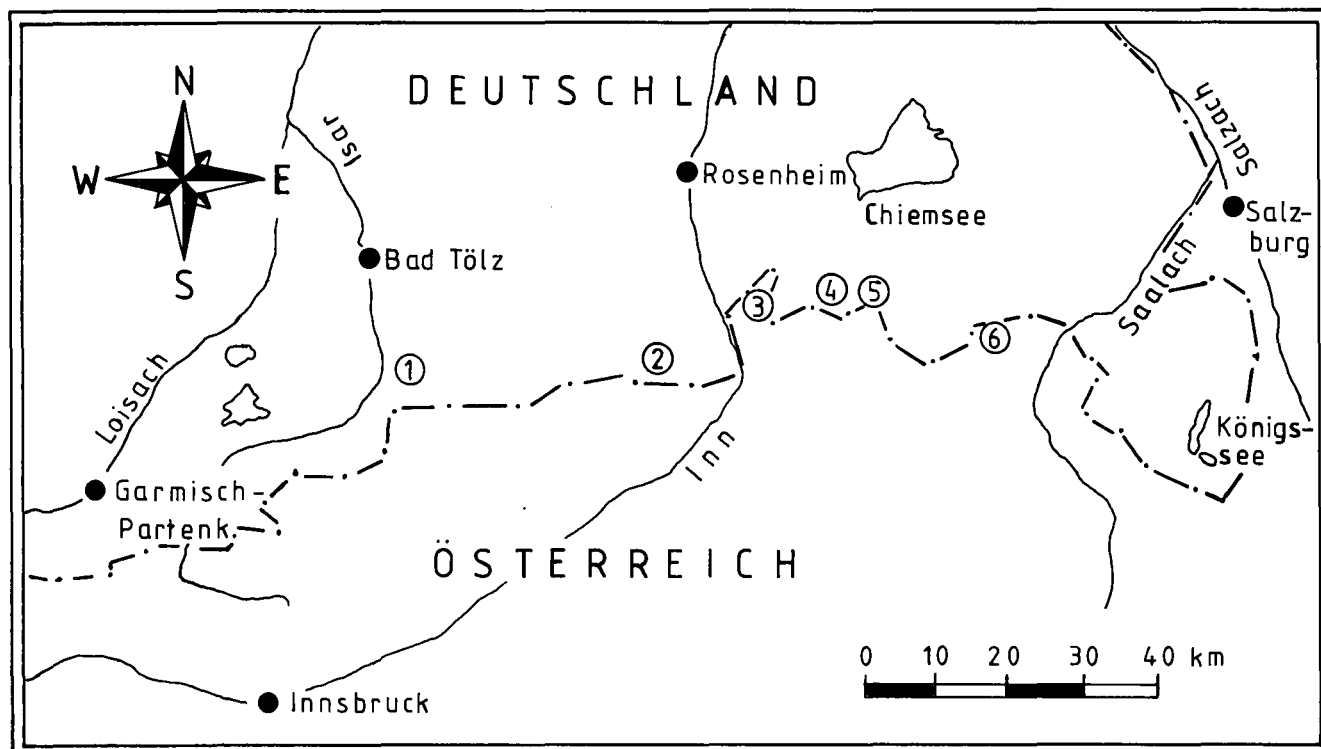


Abb. 1. Lage der untersuchten Lokalitäten.

1 = Roß- und Buchstein; 2 = Sudelfeld; 3 = Sachrang; 4 = Geigelstein; 5 = Oberwössen; 6 = Unken.

2.2. Sudelfeld-Seebach

Hinweise auf geringmächtige, im Grenzbereich Fleckenkalk-Kieselkalk gelegene oberliassische Schwarzschiefer finden sich schon bei HASEMANN (1929). Ammoniten konnten in ihnen zwar bislang nicht gefunden werden (vgl. WOLFF, 1985), jedoch erscheint ihre vorläufige Einstufung in das Untere Toarcium aufgrund lithologischer und mikropaläontologischer Gesichtspunkte gerechtfertigt. Die durchgeführten Nannofossiluntersuchungen weisen durch das Auftreten von *Crepidolithus cavus* ROOD, HAY & BARNARD, 1973 eindeutig nach, daß sie nicht älter als oberstes Oberpliensbachium sind. Nach BOWN (1987) setzt diese Spezies erst in der *spinatum*-Zone ein.

Das bisher nicht bekannte Vorkommen westlich der Schönau Alm soll hier stellvertretend für mehrere andere Aufschlüsse dieses Gebietes behandelt werden. Bei Punkt $r = 4503500$ $h = 5280475$ (TK 1 : 25.000, Blatt 8338 Bayrischzell) stehen in einem kleinen Bach welcher dem Gassenbach zufließt 90 cm mächtige, feinschichtige Mergel und Tonschiefer an. Sie gehen kontinuierlich aus einer Fleckenkalk-Mergel-Wechsellagerung hervor und werden von Kieselkalke überlagert.

2.3. Sachrang

Südöstlich des Gehöfts Ober-Stein liegt bei $r = 4518375$ $h = 5283850$ (TK 1 : 25.000, Blatt 8339 Oberaudorf) das wohl eindrucksvollste Vorkommen alpiner Lias-Schwarzschiefer. Das mit über 25 m Mächtigkeit anstehende Profil wurde von TOLLMANN (1976) zur Typlokalität der Sachranger Schiefer erklärt. Leider ist jedoch der Kontakt zum liegenden Kieselkalk nicht aufgeschlossen. Das Hangende wird von dunklen bis mit-

telgrauen Fleckenkalke gebildet, die zunächst noch mit bis zu 50 cm mächtigen Mergeln wechsellagern. Der Mergelanteil tritt jedoch schnell zurück und nach oben zu schalten sich dann in den Kalke vereinzelte Hornsteinlagen und -knollen ein.

Nicht weit von dieser Lokalität entfernt gelang SCHLOSSER (1909) mit dem Fund von „*Harpoceras*“ *lythense* YOUNG & BIRD die Einstufung der Schwarzschiefer in den Lias Epsilon. Das von ihm beschriebene, zwischen den Höfen Ober-Moser und Halpoint gelegene Vorkommen wird ebenfalls von den oben erwähnten alternierenden Fleckenkalke und -mergeln überlagert.

2.4. Geigelsteingebiet

NE des Rafen sind bei $r = 4525575$, $h = 526500$ (TK 1 : 25.000, Blatt 8240 Marquartstein) in einer kleinen morphologischen Mulde wenige cm schwach bituminöser Schiefer aufgeschlossen. MÜLLER (1965) konnte in ihnen durch den Fund von *Dactylioceras semicelatum* (SIMPSON) das unterste Untertoarcium (*tenuicostatum*-Zone) nachweisen. Die Gesamtmächtigkeit wird von ihm mit 6 m angegeben. Im Liegenden treten spätere Kieselkalke auf.

2.5. Oberwössen

Im Nordflügel der Oberwössener Mulde konnte FRANZ (1959) an der Lokalität Langwiese ($r = 4534120$, $h = 5286080$; TK 1 : 25.000, Blatt 8240 Marquartstein; vgl. auch GANSS, 1967; ANTONIADIS, 1985) etwa 3 m mächtige Schwarzschiefer durch *Dactylioceras* sp. in das untere Toarcium einordnen.

Dieses Vorkommen ist zwischenzeitlich jedoch stark verschüttet, so daß die zur Zeit aufgeschlossene Mächtigkeit nur wenige cm beträgt. Das Liegende wird wie bei der Lokalität Rafen (s.o.) von späten Kieselkalken gebildet. Im Hangenden folgt nach GANSS (1967) eine etwa 5 m mächtige Kalkbank-Mergel-Wechselfolge, ähnlich wie in Sachrang. Sie ist zur Zeit jedoch ebenfalls schlecht aufgeschlossen.

2.6. Unken

Lias-Epsilon-Schiefer wurden aus dem Gebiet der Unken Mulde erst in jüngster Zeit bekanntgemacht (EBLI, 1989). Im Liegenden der bis zu 5 m mächtigen Schichtfolge steht Scheibelbergkalk an. Das Hangende wird im Unterschied zu allen anderen Lokalitäten von Brekzienlagen und roten Filamentkalken (Klausschichten) gebildet. Als stratigraphische Obergrenze der Schwarzschiefersedimentation konnte am Top der Resedimentlagen mit *Collina cf. gemma* BONARELLI die oberste *bitrons*-Zone nachgewiesen werden.

Die in den Tabellen 5–8 dokumentierten Untersuchungsergebnisse beziehen sich auf bituminöses Schwarzschiefer-Material das dem Unkenbach, östlich der Einmündung des Wielandsbaches entstammt. Die Proben-Nummern Unken 1 und 3 stammen aus einem bereits publizierten Profil (EBLI, 1989, Abb. 2), während die Proben Unken 4 und 5 unweit nordwestlich davon entnommen wurden.

Die Probe Unken 1 stammt aus der liegenden Partie und repräsentiert ungefähr 25 cm Profilstrecke; Unken 3 wurde aus dem hangenden Schwarzschiefer entnommen. Die Probe Unken 4 wurde 20–40 cm über der Profilbasis gezogen; Unken 5 stellt eine Durchschnittsprobe dar, die 20–50 cm unter dem Profilitop gesammelt wurde.

3. Die Fazies der Sachranger Schiefer

3.1. Begriffsklärung und historischer Überblick

Bereits kurz nach der „Wiederentdeckung“ der alpinen oberliassischen Schwarzschiefer („dunkelgraue, etwas sandige, in dünne, aber große Platten zerfallende Mergel“; SCHLOSSER, 1909:527) waren bereits die unterschiedlichsten Gesteinsnamen dafür in Gebrauch. So spricht AIGNER (1912) von grünlichgrauen Mergelschiefern, HAHN (1913) von schwarzen Mergelkalken des oberen Lias, SANDER (1921) von bituminösen Mergeln, HASEMANN (1921) von Lias- ϵ -Schiefern und SCHRÖDER (1925) von dunkelbraunen Manganschiefern. Von vielen der genannten Autoren werden diese Ablagerungen mit dem Posidonien-schiefer Süddeutschlands verglichen. Deshalb beschreibt SCHOTTLER (1934) folgerichtig die bei Sachrang aufgeschlossenen Schwarzschiefer unter der Bezeichnung Posidonien-schiefer.

Um dieser Begriffsvielfalt Einhalt zu gebieten, schlägt TOLLMANN (1976) in seiner Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums vor, diese Ablagerungen Sachranger Schiefer zu nennen, und gibt eine kurze Differentialdiagnose. In ihr finden aber leider nur makro-

skopische Aspekte ihren Niederschlag, so daß unklar blieb, inwieweit die mikrofaziellen Untersuchungen von GERMANN & WALDVOGEL (1971) auch auf den locus typicus übertragbar sind. Dies ist auch der Grund dafür, daß in der Folgezeit die Mitglieder unserer Arbeitsgruppe von Lias Bitumenmergeln („Bächental-Schichten“; LOBITZER et al., 1988) bzw. von Lias- ϵ -Schiefern (EBLI, 1989) sprachen. Erstere machen darauf aufmerksam, daß noch nicht geklärt ist ob die Sachranger Schiefer nicht bereits den lithologischen Typ der „Bächental-Schichten“ beinhalten. Vorbehaltlich der Ergebnisse weiterer Untersuchungen werden von uns die Bächentalschichten als Teil („member“ s.l.) der Sachranger Schiefer Formation angesehen.

Der letztgenannte Autor verwendet den neutralen Begriff Lias- ϵ -Schiefer für diese Ablagerung der Unken Mulde, da sie von Rotkalken überlagert werden und somit keine Sonderfazies innerhalb der Allgäuschichten darstellen (TOLLMANN, 1976:295). Auch sind sie mikrofaziell deutlich von den Sachranger Schiefern der Typlokalität unterschieden.

In der vorliegenden Arbeit werden die Lias- ϵ -Schiefer der Unken Mulde ebenfalls als Sonderausbildung der Sachranger Schiefer („Unken Schiefer“) angesehen.

3.2. Lithologie

Die Sachranger Schiefer stellen, wie bereits TOLLMANN (1976) ausführt, schwärzlichgraue bis „dunkelbraune bituminöse, feinblättrige, etwas sandige Mergelschiefer“ dar. Im Handstück ist besonders in den liegenden Profiltteilen der Typlokalität eine ausgeprägte Wechsellagerung hellbrauner (max. 4 mm) und dunkler Schichten (selten über 2 mm) charakteristisch. Zum Hangenden treten die hellen Lagen zurück, das Gestein wird insgesamt dunkler, behält jedoch stets seinen feinplattigen Charakter bei.

Die Schiefer wittern oftmals in dunkelgrau-bräunlichen, seltener hellgrauen Farbtönen an. Relativ häufig lassen sich auf den Schichtflächen blaue Beschläge, sowie Holz- und Fischreste (Knochen, Schuppen) beobachten.

Im frischen Aufschluß treten an der Typlokalität die Sachranger Schiefer als mehrere Meter mächtige „Wand“, bestehend aus Feinlaminiten, zu Tage. Verfolgt man diese lateral weiter, so zeigt sich deutlich daß sie bei stärkerer Verwitterung in feine Papierschiefer aufspalten.

Sedimentpetrographisch lassen sich die Sachranger Schiefer des locus typicus als bituminöse Tonmergel- bis Kalkmergelschiefer klassifizieren. Der durchschnittliche Kalkgehalt beträgt 40,2 %. Maximalwerte liegen bei 58 % (1 von insgesamt 18 Messungen), Minimalwerte bei 26 %.

Bituminöse claystones finden sich bevorzugt in der Randfazies der Sachranger Schiefer (= „Unken Schiefer“). Auf diesen proximalen Ablagerungsbereich sind auch grüne Tonmergeleinschaltungen beschränkt.

Eine klare Trennung zwischen „Mangan-“ und „Bitumenschiefern“ ist in den untersuchten Lokalitäten nicht gegeben (vgl. auch JACOBSSHAGEN, 1965), da der Bitumengehalt auch bei schwankenden Mangananteilen stets hoch ist.

Tabelle 1.

Die Mikrofazies der Sachranger Schiefer.

+ = vorhanden; - = fehlt; ss = sehr selten; s = selten; a = akzessorisch; h = häufig; sh = sehr häufig.

Die Zahlenangaben beziehen sich auf Vol.-%. Weitere Einzelheiten siehe Text.

MF-Typ \ MF-Charakteristika	1	2	3	4	5	6 a	6 b
Radiolarien	7,5	bis 40	5-15	-	a	-	-
Foraminiferen	a	bis 5	a	a	a	a	a
Ostracoden	a	a	-	a	a	a	-
Echinodermen	5	a	a	a	a	bis 60	bis 15
Filamente	5	a	a	bis 25	um 25	a	a
Schwammnadeln	a	bis 10	a	a	a	a	a
Bioturbation	-	+	-	ss	sh	-	+
Peloide	15-20	a	a	a	-	-	-
Pyrit	bis 10	bis 5	a	bis 10	5	s	bis 15
Glaukonit	-	a	-	-	-	+	-
Krümelfüge	h	-	s	-	-	-	-
Lithoklasten	-	a	-	-	sh	+	+
Feinlamination	+	+	+	+	-	-	-
Feinbankung	-	-	-	-	+	+	+

3.3. Mikrofazies

Die Mikrofaziesanalyse stützt sich auf die Auswertung von 62 Dünnschliffen. Insgesamt ließen sich 6 Mikrofaziestypen unterscheiden. Diese können wiederum entweder bituminösen Feinlaminiten (mm-Bereich) oder aber einer im cm-Bereich feingebankten, schwach oder nicht bituminösen Fazies zugeordnet werden. Letztere tritt ausschließlich in den Unkener Schiefer auf.

Die wichtigsten Charakteristika der MF-Typen sollen hier nur in kurzer Form aufgelistet werden (Tab. 1), da eine ausführliche Beschreibung folgen wird (EBLI, in Vorb.).

3.3.1. Feinlaminite

MF-1: Pelbiomikrit mit Radiolarien (wacke- bis packstone)

Die Lamination dieser, an der Typlokalität häufigsten Mikrofazies-Ausbildung wird durch unterschiedliche Packungsdichten (regelmäßiger Wechsel von wackestone- oder packstone-Gefügen) der Biogene und Komponenten hervorgerufen. Echinodermenreste sind oftmals lagenweise angereichert. Die auffällige Krümelstruktur lässt sich auf das massenhafte Vorkommen von *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD zurückführen. Ein vollkommen identisches Gefüge das ebenfalls durch die incertae sedis-Gattung *Schizosphaerella* aufgebaut wird, ist von KÄLIN & BERNOULLI (1984, Taf. 4, Fig. 1) abgebildet worden.

MF-2: Radiolarien-Schwammnadel-Biomikrit mit Lithoklasten (pack-, selten wackestone)

Mikritische Lithoklasten im Silt- bis Mittelsandbereich geben deutliche Hinweise auf ein höherenergetisches Ablagerungsmilieu. Bioturbate Gefüge lassen auf verbesserte ökologische Verhältnisse schließen. Dieser MF-Typ wurde zumeist in den hangendsten Partien der Sachranger Schiefer angetroffen.

MF-3: Radiolarien-Biomikrit (mud- bis wackestone)

Die Lamination dieses Gesteins wird durch extrem häufige Styolithen niedriger Amplitude erzeugt und ist als Stylobedding zu bezeichnen. Der Biogengehalt besteht fast ausschließlich aus Radiolarien.

MF-4: Muschelschalen-Biomikrit (wacke- bis packstone)

Da in diesem Mikrofaziestyp, welcher die Normalausbildung der Unkener Schiefer darstellt, überwiegend Einzelklappen von Muscheln (*Posidonia?*) auftreten, ist mit einer gewissen Wasserenergie zu rechnen. Die Lamination ist ebenfalls auf Stylobedding zurückzuführen.

3.3.2. Feinbankige Fazies

MF-5: Bioturbater Muschelschalen-Biomikrit mit Lithoklasten (wackestone)

Diese am Top der Unkener Schiefer anstehende Gesteinsausbildung ist durch die häufige Infauna (*Chondrites* sp.) und durch Lithoklasten im Feinsand- bis Blockbereich charakterisiert.

MF-6: Echinodermen-Biomikrit mit Intraklasten (pack- bis wackestone)

Im liegenden Bereich der Unkener Schiefer treten grüne, feinbankige, dichtgepackte Encrinite (packstone; MF-6a) in Erscheinung, welche mit schwarzen Feinlaminiten wechsellagern. Sie gehen im Profil innerhalb von 30 cm in locker gepackte Echinodermen-Biomikrite (wackestone; MF-6b) über. Dabei verringern sich die maximalen Korngrößen der Bioklasten von 2 mm auf 0,8 mm. Dominiert bei den Lithoklasten zunächst noch der Grobsandanteil, so decken sie in der MF-6b nur noch den Fein- bis Mittelsandbereich ab.

Tabelle 2.
Das kalkige Nannoplankton der Sachranger Schiefer.
Lage der Lokalitäten siehe Abb. 1.

Lokalität	Lokalität					
	1	2	3	4	5	6
Coccolithophoriden						
<i>Crepidolithus cavus</i> ROOD , HAY & BARNARD, 1973	-	+	+	-	+	+
<i>Crepidolithus crassus</i> (DEFLANDRE , 1954) NOEL , 1965	-	+	+	-	+	+
<i>Crepidolithus cf. granulatus</i> BOWN 1987	-	-	+	-	-	+
<i>Crepidolithus cf. plienschbachensis</i> (CRUX , 1985) BOWN 1987	-	-	+	-	-	+
<i>Tubirhabdus patulus</i> PRINS ex ROOD et al., 1973	-	-	+	-	-	+
<i>Biscutum dubium</i> (NOEL , 1965) GRON in GRON et al., 1974	-	-	-	-	-	+
<i>Biscutum finchii</i> CRUX , 1984	-	-	-	-	-	+
<i>Biscutum grandis</i> BOWN , 1987	-	-	+	-	-	+
<i>Biscutum novum</i> (GOY , 1979) BOWN , 1987	-	-	+	-	+	+
<i>Biscutum</i> sp.	+	+	+	+	+	+
<i>Discorhabdus criotus</i> BOWN , 1987	-	-	+	-	-	+
<i>Discorhabdus ignotus</i> (GORKA , 1957) PERCH-NIELSEN , 1968	-	-	-	-	-	+
<i>Sollasites lowei</i> (BURY , 1969) ROOD et al., 1971	-	-	+	-	-	-
<i>Carinolithus superbis</i> (DEFLANDRE , 1954) PRINS in GRON et al., 1974	-	-	-	-	-	+
<i>Bussonium</i> sp.	-	-	-	-	-	+
<i>Lotharingius cf. barozii</i> NOEL , 1973	-	-	+	-	+	+
<i>Lotharingius haufforum</i> GRON & ZWEILI in GRON et al. , 1974	-	+	+	+	+	+
<i>Lotharingius imprimus</i> BOWN , 1987	-	-	-	-	-	+
<i>Lotharingius primigenius</i> BOWN , 1987	-	-	-	-	-	+
<i>Lotharingius sigillatus</i> (STRADNER , 1961) PRINS in GRON et al. , 1974	-	-	-	-	-	+
incertae sedis						
<i>Schizosphaerella punctulata</i> DEFLANDRE & DANGEARD , 1938	+	+	+	+	+	+

Tabelle 3.
Die Radiolarien der Sachranger Schiefer.
Lage der Lokalitäten siehe Abb. 1.

Lokalität	Lokalität					
	1	2	3	4	5	6
Radiolarien						
<i>Cenosphaera hirta</i> PARONA, 1890	-	-	+	-	-	-
<i>Cenosphaera</i> sp.	+	+	+	+	+	-
<i>Triactoma jonesi</i> (PESSAGNO , 1977a)	-	-	+	-	-	-
<i>Triactoma</i> sp.	+	+	+	+	+	-
? <i>Heliodiscus inchoatus</i> RÜST , 1885	-	-	+	-	-	-
<i>Spongostaurus</i> sp.	-	-	+	-	+	-
<i>Pantanellium berriasium</i> (BAUMGARTNER , 1984)	-	-	-	-	+	-
<i>Pantanellium lanceola</i> (PARONA , 1890)	-	-	+	-	-	-
<i>Pantanellium aff. riedeli</i> PESSAGNO , 1977	-	-	+	-	-	-
<i>Amphibrachium</i> sp. A GORICAN , 1987	-	-	+	-	-	-
<i>Amphibrachium</i> div. sp.	+	+	+	+	+	+
<i>Crucella</i> sp. A CARTER et al. , 1988	-	-	+	-	-	-
<i>Crucella</i> sp.	+	+	+	+	+	-
<i>Paronaella</i> div. sp.	+	+	+	+	+	-
<i>Praeconocaryomma cf. magnimamma</i> (RÜST , 1898)	-	-	+	-	-	-
<i>Praeconocaryomma</i> sp.	+	-	+	+	+	-
<i>Emiluvia</i> sp.	-	-	+	-	+	-
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> TAN SIN HOK , 1927)	-	-	-	-	+	-
<i>Archaeodictyomitra</i> div. sp.	-	-	+	+	+	-
<i>Podobursa triacantha</i> (FISCHLI , 1916)	-	-	+	-	+	-
<i>Podobursa</i> sp.	-	-	+	-	+	-
<i>Theosyringium</i> sp.	-	-	-	-	+	-
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.	-	+	-	+	+	-
<i>Spongocapsula perampla</i> (RÜST , 1885)	-	-	+	-	-	-
<i>Mirifusus mediodilatatus minor</i> (RÜST , 1885) BAUMGARTNER , 1984	-	-	+	-	-	-
<i>Sethocapsa globosa</i> RÜST , 1885	-	-	-	-	+	-
<i>Sethocapsa</i> sp.	-	-	+	+	+	-

4. Paläontologische Ergebnisse

4.1. Kalkiges Nannoplankton

Während der alpinen, oberliassischen Schwarzschiefersedimentation erreichen die Coccolithophoriden bei höchster Diversität die größten Densitäten in den Unkener Schiefern (Tab. 2). Dort wurden sie in allen lichtoptisch untersuchten Proben angetroffen, wohingegen rasterelektronenmikroskopische Präparate fossilleer erscheinen (EBLI, 1989).

Die zumeist der Dinophyceen-Ordnung Thoracosphaerales zugeordnete incertae sedis-Gattung *Schizosphaerella* erreicht ihre größte Häufigkeit in den Sachranger Schiefern, wo sie mit bis über 30 % am Gesteinsaufbau beteiligt sein kann.

Kalkiges Nannoplankton wurde auch in den Bächental Schichten des Grünbachgrabens und der klassischen Lokalität nachgewiesen (STRADNER in KODINA et al., 1988; LOBITZER et al., 1988).

4.2. Radiolarien

Bestimmbare Radiolarien wurden in den Unkener Schiefern mit Ausnahme eines schlecht erhaltenen Exemplars der Gattung *Amphibrachium* nicht gefunden, treten jedoch in den Sachranger Schiefern extrem häufig auf. Zahlreiche, bisher erst ab dem mittleren- oder oberen Jura bekannte Arten konnten erstmals im Lias nachgewiesen werden (Tab. 3).

Tabelle 4.
Die Foraminiferen der Sachranger Schiefer.
Lage der Lokalitäten siehe Abb. 1.

Lokalität	Foraminiferen					
	1	2	3	4	5	6
<i>Annulina metensis</i> TERQUEM , 1862	-	+	+	-	+	+
<i>Ammodiscus incertus</i> (d'ORBIGNY , 1839)	-	-	+	-	+	+
<i>Tolypammina</i> sp.	-	-	+	-	-	-
<i>Glomospira variabilis</i> (KÜBLER & ZWINGLI , 1876)	-	-	+	-	-	+
<i>Glomospira</i> sp.	-	+	+	+	+	+
<i>Spiroplectammina</i> sp.	-	-	-	-	-	-
<i>Textularia</i> sp.	-	-	+	-	+	+
<i>Involutina liassica</i> (JONES , 1853)	-	-	-	-	-	+
<i>Trocholina umbo</i> FRENTZEN, 1941	-	-	-	-	-	+
<i>Cyclogyra orbicula</i> (TERQUEM & BERTHELIN , 1875)	-	-	-	-	-	+
<i>Planinvoluta</i> sp.	-	-	+	-	-	-
<i>Ophthalmidium</i> sp.	-	-	+	-	+	+
<i>Dentalina integra</i> (KÜBLER & ZWINGLI , 1866)	-	-	-	-	+	+
<i>Dentalina subulata</i> FRANKE , 1936	-	-	-	-	+	+
<i>Dentalina</i> div. sp.	+	-	-	-	+	+
<i>Nodosaria apheilocula</i> TAPPAN , 1955	-	-	-	-	+	+
<i>Nodosaria nitidana</i> BRAND , 1939	-	-	-	-	+	+
<i>Nodosaria regularis</i> (TERQUEM , 1862)	-	-	-	-	+	+
<i>Nodosaria</i> div. sp.	-	-	+	-	+	+
<i>Pseudonodosaria vulgata</i> (BORNEMANN , 1854)	+	-	+	-	+	+
<i>Pseudonodosaria melo</i> (BORNEMANN , 1854)	-	-	-	-	-	+
<i>Pseudonodosaria multicostata</i> (BORNEMANN , 1854)	-	-	-	-	-	+
<i>Lingulina tenera</i> BORNEMANN , 1854	+	+	+	-	+	+
<i>Ichthyolaria</i> div. sp.	-	-	-	-	-	+
<i>Frondicularia major</i> BORNEMANN , 1854	-	-	-	-	-	+
<i>Astacolus varians</i> (BORNEMANN , 1854)	-	+	+	+	+	+
<i>Astacolus matutina</i> (d'ORBIGNY , 1849)	-	-	-	+	-	+
<i>Astacolus</i> sp.	+	+	+	+	+	+
<i>Lenticulina subalata</i> (REUSS , 1854)	-	-	-	-	+	+
<i>Lenticulina gottingensis</i> (BORNEMANN , 1854)	-	-	-	+	+	+
<i>Lenticulina polygonata</i> (FRANKE , 1936)	-	-	-	-	-	+
<i>Palmula cuneiformis</i> (TERQUEM , 1866)	-	-	-	-	-	+
<i>Palmula liassica</i> (KÜBLER & ZWINGLI , 1866)	-	-	-	-	+	+
<i>Palmula securiformis</i> (TERQUEM , 1863)	-	-	-	-	-	+
<i>Palmula</i> sp.	-	-	+	-	-	+
<i>Marginulina minuta</i> TERQUEM , 1863	-	-	+	-	-	+
<i>Citharina gradata</i> (TERQUEM , 1863)	-	-	-	-	-	+

So war *Mirifusus mediodilatatus* (RÜST, 1885) bisher nur ab dem Callovium (BAUMGARTNER, 1984; Taf. 11), bzw. ab dem Oxfordium (PESSAGNO et al., 1989:194), bekannt.

Um eventuelle Verschmutzungen auszuschalten, wurde das Probenmaterial in dem solche Spezies auftreten noch einmal angesetzt und erneut bearbeitet.

DOSZTALY (in LOBITZER et al., 1988) konstatierte auch in den Bächental Schichten des Grünbachgrabens extremen Radiolarienreichtum und stellt diese Assoziation stratigraphisch in das obere Pliensbachium. Das Studium der Radiolarienfauna des locus classicus steht noch aus.

4.3. Foraminiferen

Die nachfolgend aufgeführte Fauna beruht im wesentlichen auf EBLI (1989), hat aber nur einen vorläufigen Charakter, da die Bestimmungsarbeiten bei weitem noch nicht abgeschlossen sind.

Foraminiferen erreichen ihre höchsten Densitäten in den Unken Schiefen. Mit Ausnahme der Lokalität Oberwössen sind sie in den Sachranger Schiefen wesentlich seltener. Zahlreiche Arten lassen sich dort als Bestandteil opportunistischer Pionierfaunen ansehen, welche auch unter ungünstigen ökologischen Bedingungen existieren konnten.

Die Foraminiferenfauna der Bächentalschichten harzt noch weitgehend der Bearbeitung. Von der Lokalität Grünbachgraben melden PLÖCHINGER & OBERHAUSER (1956: 277) jedoch *Fronicularia* ex gr. *tenera*, *Nodosaria mentensis*, *Cornuspira* sp. und kleinwüchsige Vertreter der Gattungen *Lenticulina* und *Dentalina*.

4.4. Palynomorphen und organischer Rückstand

Lediglich die Proben aus den beiden Unken Profilen wurden hinsichtlich ihres organischen Rückstandes untersucht (Tab. 5). Mengenmäßig dominiert unbestimmbarer organischer Detritus, der häufig aus kleinen

Tabelle 5. Palynomorphen und organischer Rückstand in den Proben der beiden Unken Profile.

Lokalität Unken		Probe Nr.			
		1	3	4	5
Palynomorphen	<i>Crassosphaera</i>		x		
Acritarchen	<i>Baltisphaeridium</i> sp.		x		
	<i>Micrhystridium</i> sp.				x
Dinoflagellaten	<i>Dapsilidinium</i>		x		
Sporomorphen	<i>Lycopodiacidites</i> sp.		x		
	<i>Cykadopites</i> sp.	x	x		
	<i>Concavisporites</i> sp.		x	x	
	<i>Ischyosporites</i> sp.			x	
	<i>Ischyosporites</i> cf. <i>variegatus</i> (COUPER 1958) SCHULZ 1967				x
	cf. <i>Deltoidosporites</i>				x
	cf. <i>Circulina</i>	x			
Foraminiferentapete				x	
Holzrest mit Tüpfeln				x	

schwarzen, ± runden Körnern <10 Mikron besteht, oder aber aus braunen, plattigen, eckig gebrochenen, 80–150 Mikron großen Partikeln sowie gewebeartigen Resten ohne erkennbare Zellstruktur von 5–150 Mikron zusammengesetzt wird. Die wenigen bestimmbar Palynomorphen werden durch Sporen, Acritarchen und ganz vereinzelt Dinoflagellaten-Zysten repräsentiert. Weiters finden sich nicht näher zuordenbare Palynomorphen in Form verfallener und gequollener runder Körner von 20–50 Mikron Größe.

Die Probenaufbereitung erfolgte wie üblich mit Flußsäure (technisch 51 %), HCl, Azetolyse und Schwere-trennung mit Bromoform; gesiebt wurde nicht.

5. Mineralogie der Unken Schiefer

Röntgendiffraktometrische Analysen unserer Probensuite von den beiden Unken Profilen (Tab. 6) zeigen eine Verteilung der Mineralphasen, die erheblich von jener der mutmaßlich altersäquivalenten Bächental Schichten der Lokalität Bächental und des Grünbachgrabens abweicht (SCHWAIGHOFER in LOBITZER et al., 1988; KODINA et al., 1988). Der Schichtsilikatanteil pendelt um 60 Rel.- % mit ausgeprägter Dominanz von Illit, während in den Proben der erwähnten Bächental

Tabelle 6. Gesamtmineralbestand und Tonmineralverteilung in der Korngrößen-Fraktion <2 Mikron (in Rel.-%) in den Proben der beiden Unken Profile.

Probe	Gesamtmineralbestand [Rel.-%]		Tonmineralverteilung Fraktion <2 µm [Rel.-%]	
Unken 1	Schichtsilikate	64	Illit	100
	Kalzit	16		
	Dolomit	3		
	Quarz	10		
	Feldspat	3		
	Pyrit	4		
Unken 3	Schichtsilikate	57	Illit	100
	Kalzit	23		
	Dolomit	2		
	Quarz	10		
	Feldspat	2		
	Pyrit	7		
Unken 4	Schichtsilikate	63	Illit	95
	Kalzit	21		
	Quarz	10		
	Pyrit	6		
	Feldspat	Sp		
Unken 5	Schichtsilikate	63	Illit	95
	Kalzit	25		
	Quarz	9		
	Pyrit	3		
	Dolomit	Sp		

Tabelle 7.
Gehalte an Kohlenstoff ($C_{tot.}$ und $C_{org.}$) und Schwefel ($S_{tot.}$ und $S_{unlös. \text{ in } 1 \text{ m HCl}}$) der Proben der beiden Unkener Profile. Analytik mit LECOMAT CS-244.

Probennummer	$C_{tot.}$ [%]	$C_{org.}$ [org]	Gesamte Verteilung des Kohlenstoffs		$S_{tot.}$ [org.]	$S_{unlös. \text{ in } 1 \text{ m HCl}}$ [%]
			organisch [%]	karbonatisch [%]		
Unken 1	5,633	3,670	65,2	34,8	5,570	3,650
Unken 3	7,900	5,200	65,8	34,2	4,750	3,430
Unken 4	4,339	2,580	59,5	40,5	6,430	3,550
Unken 5	6,422	3,950	61,5	38,5	4,370	3,060

Schichten ebenso Montmorillonit signifikant erscheint. Der Anteil von Quarz und Kalzit liegt an den drei hier verglichenen Vorkommen in ähnlicher Größenordnung; ebenso ist der Pyritgehalt durchgehend auffällig hoch. Die Unkener Proben zeigen zusätzlich ferner geringe Gehalte an Dolomit und Feldspat.

6. Geochemie der Unkener Schiefer

Geochemische Untersuchungen an unserem Probenmaterial sind zur Zeit noch auf das Unkener Material beschränkt und erschöpfen sich auf die in den Tab. 6–8 dokumentierten Ergebnisse. Weitere Analytikschritte – insbesondere eine Vertiefung der organisch-geochemischen-, aber auch der anorganischen Element-Untersuchungen – sind vorgesehen.

Der in HCl-unlösliche Rückstand bewegt sich in den Unkener Proben zwischen 71 und 78 % (Tab. 8) und liegt damit zwar etwas höher, aber durchaus noch in vergleichbaren Größenordnungen wie derjenige der Bächental-schichten des locus classicus bzw. des Grünbachgrabens (LOBITZER et al., 1988).

Die $C_{org.}$ -Gehalte der Unkener Proben (Tab. 7) sind mit 2,6–5,2 % relativ hoch und betragen 59,5–65,8 % am Gesamt-Kohlenstoffgehalt. Diese Werte sind jenen der Bächental Schichten sehr ähnlich, liegen jedoch am locus classicus noch etwas höher. Auch die Schwefelgehalte der Unkener Proben sind mit Werten von 4,37–6,43 % sehr erheblich, wobei ein hoher Anteil davon in HCl unlöslich und – wie die mineralogische Analyse überzeugend erkennen läßt – an Pyrit gebunden ist. Auch die Schwefelgehalte sind in ihrer Größenordnung mit jenen der Bächental Schichten vergleichbar. Die Bestimmung der Kohlenstoff- und Schwefelgehalte wurde mit Hilfe von LECOMAT CS-244 nach der von KLEIN in LOBITZER et al., in Vorb.) beschriebenen Methode durchgeführt.

Die Bitumenausbeute der Unkener Proben (Tab. 8) liegt mit Werten von 2130–4600 ppm deutlich unter je-

Tabelle 8.
Geochemische Analysen von Proben der beiden Unkener Profile.

Probe Nr.	Gehalte im Gestein		$\delta^{13}C$, ‰ (PDB)	
	HCl-unlös. Rückstand [% Trockengewicht]	Bitumen [ppm]	$C_{org.}$	$C_{bit.}$
Unken 1	75	4600	-31,4	-32,2
Unken 3	76	3310	-31,4	-31,4
Unken 4	78	2130	-31,4	-32,2
Unken 5	71	3470	-31,4	-31,8

nen der Bächental Schichten (KODINA et al., 1988; LOBITZER et al., 1988), die im Mittel etwa dreimal höhere Extraktionswerte zeigen. Das UV-Absorptionsspektrum des Bitumens – von welchem Asphaltene präzipitiert wurden – deutet auf einen im Vergleich zu den Bächental-Proben eher recht geringen Gehalt an Porphyrinen. Die spezifischen Absorptionsbande 395, 514 und 554 nm machen eher ein Vorhandensein von Nickel-Porphyrin-Komplexen wahrscheinlich, als von Vanadium-Porphyrinen; letztere sind für die Bächental Schichten signifikant (KODINA et al., 1988). Mit Vorbehalt kann daraus geschlossen werden, daß die Ablagerungsbedingungen in den Unkener Schiefer weniger stark reduzierend gewesen sein dürften, als jene vom Bächental.

Isotopengeochemisch zeigen alle vier bislang untersuchten Proben aus den beiden Unkener Profilen sehr ähnliche Werte, die auch weitestgehend mit jenen der Bächental Schichten vom Bächental (KODINA in LOBITZER et al., 1988) übereinstimmen. Die organische Substanz erweist sich als dominiert von leichten Kohlenstoff-Isotopen, wobei zwischen Bitumen und Kerogen kein nennenswerter Unterschied festzustellen ist (Tab. 8). Obwohl organisch-geochemische Detailuntersuchungen noch ausstehen, kann davon ausgegangen werden, daß es sich bei den Unkener Proben um organische Substanzen handelt, wie sie typisch sind für Ablagerungen in stagnierenden Becken mit intensiven SO_4 -reduzierenden Prozessen im Sediment und im Wasser; dafür spricht auch der hohe Pyritgehalt.

Dank

O. EBLI bedankt sich bei Prof. Dr. D. HERM für wertvolle Geländehinweise und für die Erlaubnis, Teile seiner Dissertation vorab zu publizieren. Die Radiolarienbestimmungen wurden freundlicherweise von Herrn Priv.-Doz. Dr. T. STEIGER überprüft. Dr. G. SCHAIRER bestimmte zahlreiche Ammoniten und trug so wesentlich zur stratigraphischen Einstufung der Schwarzschiefer bei. Neben den Münchner Kollegen sei auch noch der DFG gedankt, welche diese Arbeit im Rahmen des DSDP/ODP Schwerpunktprojektes durch die Bereitstellung von Personal- und Sachmitteln unterstützte.

Der Koordinator des beitragenden Arbeitsteams (H. LOBITZER) dankt allen Kollegen für die unter erheblichem Zeitdruck durchgeführten Analysen am Material der Unkener Schiefer. Der Direktion der Geologischen Bundesanstalt sei für die Möglichkeit gedankt, Geländeuntersuchungen an bituminösen Gesteinen Österreichs im Rahmen der „Begleitenden Grundlagenforschung“ durchzuführen.

Literatur

- AIGNER, P.D.: Das Benediktenwandgebirge. – Mitt. Geogr. Ges., 7, 317–421, München 1912.
ANTONIADIS, P.: Stratigraphie und Faziesverteilung im Lias der mittleren Chiemgauer Alpen. – Münchner Geowiss. Abh., 6, 29–44, München 1985.

- BAUMGARTNER, P.O.: A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of Tethyan radiolarites. – *Eclogae geol. Helv.*, **77**, 729–837, Basel 1984.
- BITTERLI, P.: Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. – *Erdöel-Z.*, **78**, 405–416, Wien – Hamburg 1962.
- BOWN, P.R.: Taxonomy, Evolution, and Biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic Calcareous Nannofossils. – *Spec. Papers in Palaeontol.*, **38**, 1–118, London 1987.
- CARTER, E.S., CAMERON, B.E.B. & SMITH, P.L.: Lower- and Middle Jurassic radiolarian biostratigraphy and systematic paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia. – *Geol. Surv. Canada. Bull.*, **386**, 1–109, Ottawa 1988.
- EBLI, O.: Foraminiferen und Coccolithen aus den Lias-Epsilon-Schiefern der Unkenner Mulde (Tirolikum, Nördliche Kalkalpen). – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **29**, 1–10, München 1962.
- EBLI, O.: Biofazies und Sedimentation an passiven Kontinentalrändern (Lias und Dogger der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Saalach und des DSDP site 547 offshore Marokko). – *Diss. Univ. München (in Vorb.)*.
- FRANZ, U.: Die Geologie der westlichen Oberwössener Mulde sowie der nördlich und südlich angrenzenden Einheiten. – *Unveröffentl. Dipl.-Arbeit Univ. München*, 62 S., München 1959.
- GANSS, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25000, Blatt 8240 Marquartstein. – 276 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt) 1967.
- GORICAN, S.: Jurassic and Cretaceous Radiolarians from the Budva Zone (Montenegro, Yugoslavia). – *Revue Micropal.*, **30**, 177–196, Paris 1987.
- GÜMBEL C.W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – XX + 950 S., Gotha (Justus Perthes) 1861.
- HAHN, F.F.: Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. – *Jb. Geol. R.-A.*, **63**, 1–76, Wien 1913.
- HASEMANN, W.: Geologie des Brunnstein- und Traithengebietes in den ostbayerischen Alpen. – *Diss. Univ. München*, 45 S., München 1929.
- JACOBSHAGEN, V.: Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingeberge und Rhein. – *Jb. Geol. B.-A.*, **108**, 1–114, Wien 1965.
- KÄLIN, O. & BERNOULLI, D.: *Schizosphaerella* DEFLANDRE and DAN-GEARD in Jurassic deeper-water carbonate sediments, Magadan Continental Margin (Hole 547 b) and Mesozoic Tethys. – *Init. Repts. DSDP*, **79**, 411–435, Washington 1984.
- KODINA, L.A., BOGATCHEVA, M.P. & LOBITZER, H.: An Organic Geochemical Study of Austrian Bituminous Rocks. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 291–300, Wien 1988.
- LOBITZER, H., KODINA, L.A., SOLTI, G., SCHWAIGHOFER, B. & SURENIAN, R.: Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine. – *Ein Zwischenbericht*. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **15**, 85–107, Innsbruck, 1988.
- LOBITZER, H., SOLTI, G., RAVASZ, Cs. & CSZASZAR, G.: Fazies und Geochemie ausgewählter Vorkommen bituminöser Gesteine Österreichs. – (Arbeitstitel, in Vorb.).
- MÜLLER, E.D.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in den Chiemgauer Alpen: Geigelstein-Roßalpe. – *Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. München*, 94 S., München 1965.
- PESAGNO, E.A., SIX, W. & YANO, Q.: The Xiphostylidae Haekel and Parviacidae, n. fam. (Radiolaria) from the North American Jurassic. – *Micropal.*, **35**, 193–255, New York 1989.
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R.: Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg Ostfuß (Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1956**, 275–283, Wien 1956.
- QUENSTEDT, F.A.: *Der Jura*. – 842 S., Tübingen (Laupp) 1856–57.
- RIEGRAF, W., WERNER, G. & LÖRCHER, F.: *Der Posidonienschiefer: Biostratigraphie, Fauna und Fazies des südwestdeutschen Untertoarciums (Lias ε)*. – 195 S., Stuttgart (Enke) 1984.
- SANDER, B.: Ueber bituminöse Mergel. – *Jb. Geol. B.-A.*, **71**, 135–148, Wien 1921.
- SCHLOSSER, M.: Zur Geologie des Unterinntales. – *Jb. Geol. B.-A.*, **59**, 525–574, Wien 1909.
- SCHOTTLE, W.: Die Geologie der westlichen Sachranger Berge in den Chiemgauer Alpen (Hochriß-Laubenstein-Spitzsteingebiet). – *N. Jb. Min. etc., Beil. Bd.*, **72**, 46–119, Stuttgart 1934.
- SCHRÖDER, J.: Die Jurassischen Fleckenmergel der bayerischen Alpen. – *N. Jb. Min. etc., Beil. Bd.*, **52**, 214–283, Stuttgart 1925.
- SPIELER, A. & BRANDNER, R.: Vom jurassischen pull-apart Becken zur Westüberschiebung der Achentaler Schubmasse (Tirol, Österreich). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**, 191–194, Innsbruck 1989.
- STEIGER, T.: Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereichs im Osthorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). – *Habilitationsschrift Fak. f. Geowissensch. d. Univ. München*, 331 S., München 1989.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien (Deuticke) 1976.
- WOLFF, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8338 Bayrischzell. – 190 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt) 1985.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 14. November 1990.

Bundschuhgneis und Granatglimmerschiefer bei Ramingstein (Lungau, Salzburg)

Von CHRISTOF EXNER*)

Mit 3 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 157

*Salzburg
Lungau
Nockgebiet
Bundschuhmasse
Ramingsteiner Fenster
Biotit-Plagioklasgneis
Phyllonit*

Inhalt

Zusammenfassung	15
Abstract	15
1. Einleitung	16
2. Bundschuh-Paragneis	16
2.1. Tektonik	16
2.2. Petrographie	16
2.3. Granatglimmerschiefer innerhalb des Bundschuh-Paragneises	19
3. Granatglimmerschiefer von Ramingstein	20
3.1. Tektonik und Petrographie	20
3.2. Die bunten Lagen	21
3.3. Die Westgrenze des Ramingsteiner Granatglimmerschiefers	22
4. Quartär	23
5. Ergebnis und Ausblick	24
Literatur	24

Zusammenfassung

Es werden einige Details zur internen Tektonik der Ostalpinen Decke (Nock-Kristallin) E Katschberg mitgeteilt: Der E-Teil des Bundschuhgneises liegt auf dem Granatglimmerschiefer von Ramingstein. Der schon vor 100 Jahren gefundene synklinale Bau des Bundschuhgneises (GEYER, 1892) wird erstmals im Detail beschrieben. Die Achse der NNE-streichenden Synklinale befindet sich exzentrisch im E-Teil des Gneises. Einige Granatglimmerschieferzüge sind dem W-Schenkel der Gneis-Synklinale konform zwischengelagert. Phyllonite und Kornzertrümmerung weisen auf differentielle Bewegungen zwischen Gneis und Granatglimmerschiefer hin. Kleinkörnige schwarze Mylonite finden sich an entsprechenden Bewegungsflächen, aber auch an steilen jüngeren diskordanten Störungen.

Bundschuh Gneiss and Garnet-Mica-Schists Near Ramingstein (Lungau, Salzburg)

Abstract

The internal tectonics of the Austroalpine nappe (Nock-Kristallin) E Katschberg is described in some details: The Eastern part of Bundschuh Gneiss is laying upon the garnet-mica-schists of Ramingstein. The Bundschuh Gneiss forms a NNE striking syncline which was found hundred years ago by the Austrian geologist GEYER. The axis of the syncline has an excentric position in the eastern part of the gneiss. Some layers of garnet-mica-schists are conformly interposed in the Western limb of the gneiss-syncline. Phyllonites and granulation of rock forming minerals indicate differential movements on the limits between gneiss and mica-schist. At such zones of tectonic movement there are found fine-grained dark mylonites which also appear along younger steep faults.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. CHRISTOF EXNER, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien.

1. Einleitung

Burg Finstergrün in Ramingstein beherrscht das hier enge Murtal. Dieses nimmt unweit Ramingstein die Wässer der Bundschuhtäler (Thomabach bei Madling) und des Mislitzbaches auf. Sie entwässern das bisher geologisch im Detail noch nicht kartiert gewesene Nockgebiet in der SE-Ecke des Kartenblattes Tamsweg (Nr. 157 der Österreichischen Karte 1 : 50.000). Als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt führte ich die geologische Kartierung dieses Gebietes in den Jahren 1989 und 1990 durch. Die von mir aufgenommene handkolorierte geologische Karte im Maßstabe 1 : 25.000 und die zugehörige Strukturkarte befinden sich im Archiv der Geologischen Bundesanstalt. Der folgende Text liefert die Erläuterung dazu.

Geologisch interessant sind besonders die Auflagerung des Bundschuh-Paragneises über dem Granatglimmerschiefer von Ramingstein (THIELE, 1961, A78–79; von TOLLMANN [1977, p. 314 und Abb. 98] als W-Rand des „Fensters von Ramingstein“ interpretiert) und der Neufund von drei Granatglimmerschieferzügen innerhalb des sonst recht einförmigen Paragneis-Körpers.

Das gegenständliche Gebiet schließt östlich an die in den Vorjahren aufgenommene geologische Karte des mittleren Lungaus an (EXNER, 1989 und 1990a). Das hier zu beschreibende Gebiet wird im N begrenzt von der Linie: Ortschaft Thomatal bis Ramingstein, im W von der Linie: Bundschuh bis Weißseite und im S und E vom Rand des Kartenblattes Tamsweg. Eine beträchtliche Anzahl alter (in der derzeit zur Verfügung stehenden topographischen Karte der Jahre 1951/1979 bereits eingetragener) und neuer, auf der Karte noch nicht aufscheinender Güterwege verbessern die sonst tristen geologischen Aufschlußverhältnisse wesentlich.

2. Bundschuh-Paragneis

2.1. Tektonik

Der dem Ramingsteiner Granatglimmerschiefer auflagernde Körper des Bundschuh-Paragneises bildet eine NNE-streichende Synklinale (GEYER, 1892, p. 321). Ihre Muldenachse verläuft vom Gratzergut im Thomatal zum Gipfel des Hühnerleitennockes und zur Feldseite E Suppanalm (Abb. 1). E dieser Linie baut der E-Schenkel der Mulde die nur 2 bis 3 km breiten und 1,0 bis 1,5 km mächtigen, flach bis mittelsteil W-fallenden Gneisbänke des Gebietes Geigenwald – Pirkegg – Mühlhauserhöhe – Klölingnock – Predigtstuhl – Kleiner Königstuhl auf (Abb. 2). W der genannten Linie befindet sich der 7 bis 8 km breite, 4 bis 7 km mächtige W-Schenkel der Mulde mit flach bis mittelsteil E-fallenden Gneisbänken, denen einige Granatglimmerschieferzüge zwischengelagert sind. Somit bildet der Bundschuh-Paragneis eine asymmetrische NNE-streichende Mulde mit sehr mächtigem W-Schenkel und dünnem E-Schenkel. Der W-Schenkel befindet sich auf der bereits publizierten geologischen Karte des mittleren Lungaus (EXNER, 1990a) und zum Teil im gegenständlichen Gebiet im Raume: Grubachwald, Schafitteralm, Fegendorfer Kopf, Kandolfalm, Wirtsnock und Lenzenbühel.

Die Lineationen und Faltenachsen streichen im eingangs umgrenzten Gebiet generell NNE. Sie liegen flach und zeigen nur Neigungswinkel bis 30°. Ihre Kul-

minationszone folgt der Linie Schafitteralm – Pirkeralm. N dieser Linie neigen sich die Lineationen und Faltenachsen nach N, hingegen S dieser Linie nach S. Eine bedeutende Ausnahme stellt sich am S-Rand des Kartenblattes Tamsweg ein. Hier herrschen SE- und ESE-fallende Lineationen und Faltenachsen (Gebiet Lenzenbühel – Mentenalm – Felswände bei P. 2106), die sich bis zum Liesertal S Rennweg fortsetzen und anscheinend den S-Rand des Bundschuh-Paragneises prägen. Lokale SE-Richtung der Lineationen und Faltenachsen kommen auch im Gebiet Schafitteralm – Kandolfalm – Wirtsnock – Hühnerleitennock vor.

Relative Alter von Lineationen im N-Teil des Paragneises zeigen ältere SE-Lineation (Mineralelongation), überprägt von jüngerer NNE-streichender Knitterungsachse (Lokalität: neuer Güterweg in SH. 1540 m, NE Stürmitzeralm). Hingegen beobachtet man das umgekehrte Altersverhältnis mit älterer NNE-Lineation und jüngerer ESE- bis SE-streichender Knitterungsachse längs des Kartenblatt-S-Randes (Lokalitäten: Felswände WSW Mentenalm und W Sagmeisteralm sowie am NW-Kamm des Kleinen Königstuhles). Zusätzlich werden im weiteren Umkreis (Kartenblätter Stadl an der Mur und Radenthein) Vergleichsbeobachtungen zur Klärung des relativen Alters der Deformationen erforderlich sein!

2.2. Petrographie

Petrographisch zeigt der Bundschuh-Paragneis des gegenständlichen Gebietes sowohl makro- als auch mikroskopisch keinen wesentlichen Unterschied zum Hauptkörper im W, der bereits ausführlich beschrieben wurde (EXNER, 1989, 85–90). Es herrscht der recht gleichförmig beschaffene mittelkörnige Biotit-Plagioklasgneis. Er ist praktisch frei von Migmatiten. Pegmatit fehlt. Aplitgneislagen sind selten. Granat ist stets vorhanden, jedoch nur in mikroskopischer Größe. Hellglimmer bleibt klein und fehlt einigen Proben. Die polysynthetisch verzwilligten Plagioklase weisen Kornzertrümmerung auf. Dem Quarz fehlt eine extreme Kaltrekung. Die herrschende Ti-Phase ist Rutil.

Melanokrate opazitreiche Ausbildung ist selten (Neuer Güterweg 750 m WNW Laineralm). Biotitschiefer kommen im Gneis selten vor (nur 1 bis 2 m dicke Lagen mit 5 mm großen Biotitblasten: Fundorte am Predigtstuhl und in der Feldseite W Mehlhartalm, hier mit unverletzten, 12 mm langen und 2 mm breiten Turmalinsäulchen). Nur an zwei Stellen wurden Amphibolitlagen im Gneis gefunden: Im Geigenwald 2 bis 4 m mächtig, Güterweg in SH. 1320 m, 1,1 km SSW Madling. Und ein nur 0,5 m mächtiges quarzreiches Granatamphibolitband im Gneis am SE-Gipfel des Hühnerleitennockes.

Phyllonitlagen mit chloritisiertem Biotit und Anreicherung von Quarz treten an Bewegungszonen im Gneis, besonders häufig in der Nähe der Grenze zum Ramingsteiner Granatglimmerschiefer auf. Ihre Vorkommen wurden in die geologische Karte eingetragen.

Quarzitische Partien im Gneis sind mitunter sulfidisch vererzt und eventuell ebenfalls als Gneisphyllonite deutbar: Neuer Güterweg N Kandolfalm in SH. 1675 m und 400 m NW dieser Alm in SH. 1610 m sowie in streichender Fortsetzung im Bergsturzblokkwerk 350 m SW Kandolfalm.

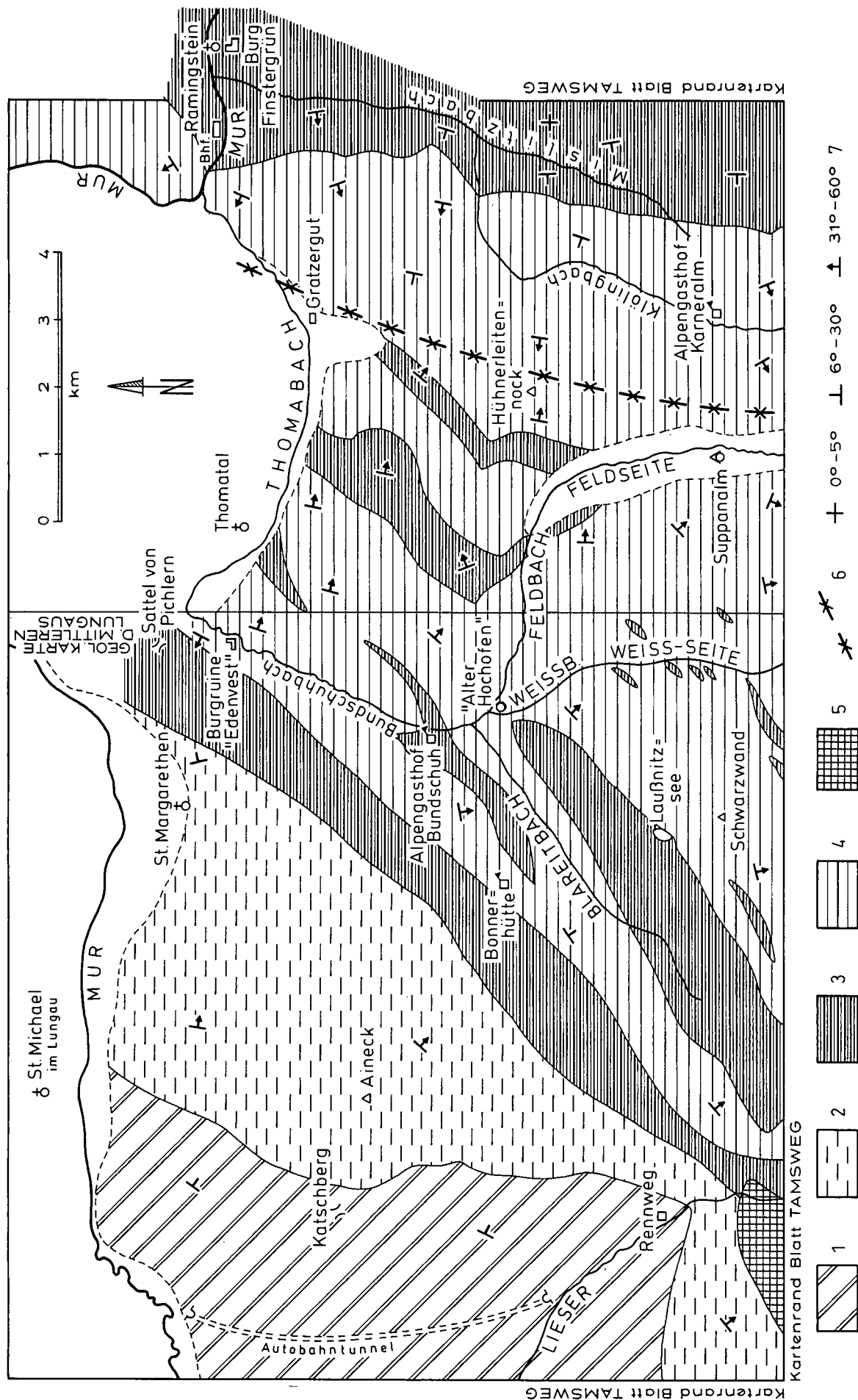








Abb. 1.
 Geologische Übersicht der Bundschuhtäler. Abgedeckte Kartenskizze der Gesteinsserien im S-Teil des Kartenblattes ÖK 157 Tamsweg.
 1 = Tauernfenster (Pennin, Radstädter Deckensystem und altpaläozoischer Katschbergphyllit).
 2 bis 5 = Nock-Kristallin: 2 = Phyllitischer Granatglimmerschiefer der Aineck-Zone; 3 = Granatglimmerschiefer; 4 = Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis); 5 = Orthogneis mit großen Augen von Kalinatronfeldspat S Rennweg (Bundschuh-Orthogneis).
 Strukturen: 6 = Synklinalachse; 7 = Streichen und Fallen der s-Flächen.

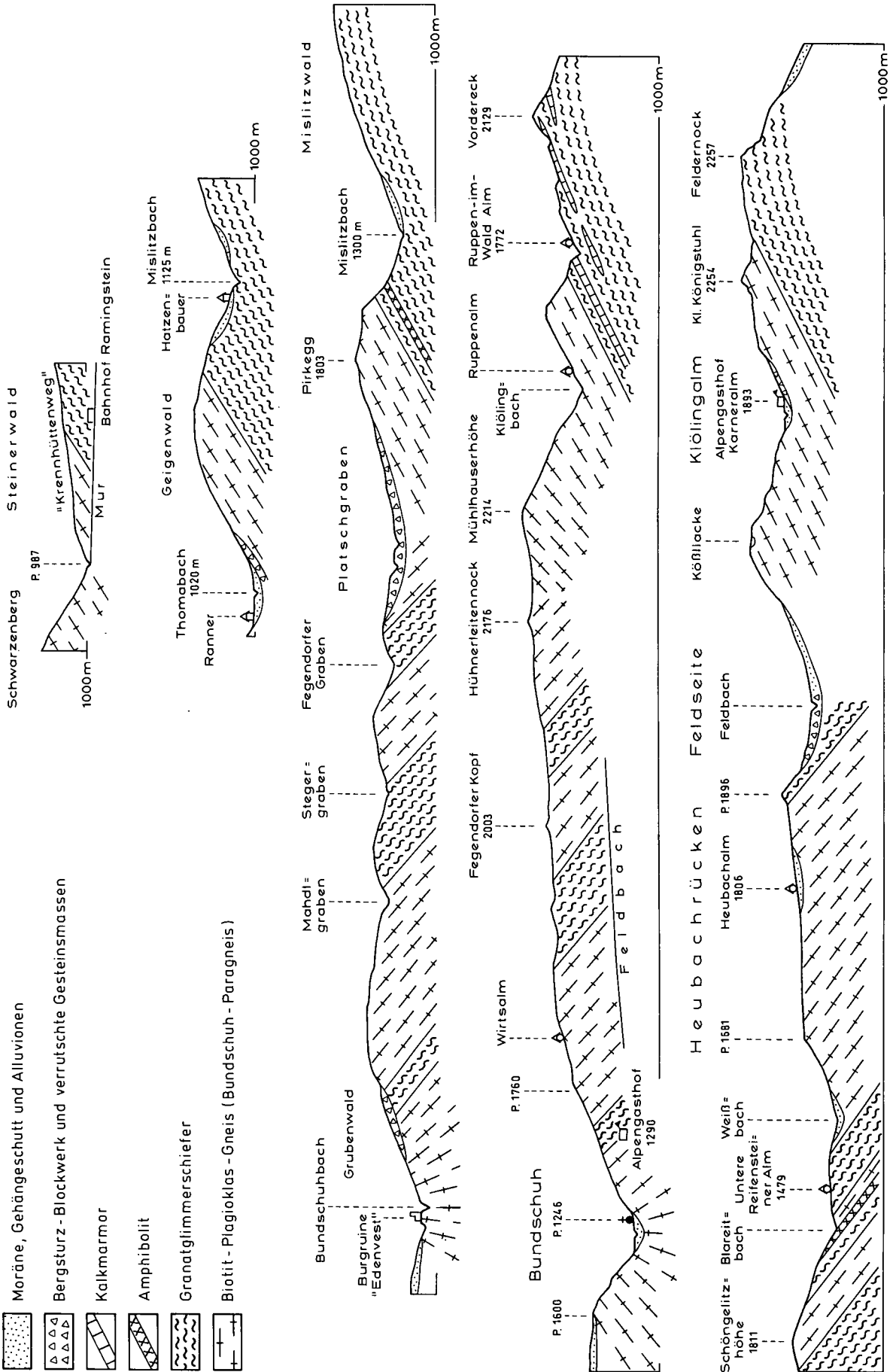
WNW

PROFILE DURCH DAS NOCKGEBIET BEI RAMINGSTEIN

— Aufgenommen von CH. EXNER in den Jahren 1987 bis 1990

ESE

-  Moräne, Gehängeschutt und Alluvionen
-  Bergsturz-Blockwerk und verrutschte Gesteinsmassen
-  Kalkmarmor
-  Amphibolit
-  Granatlimmerschiefer
-  Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis)



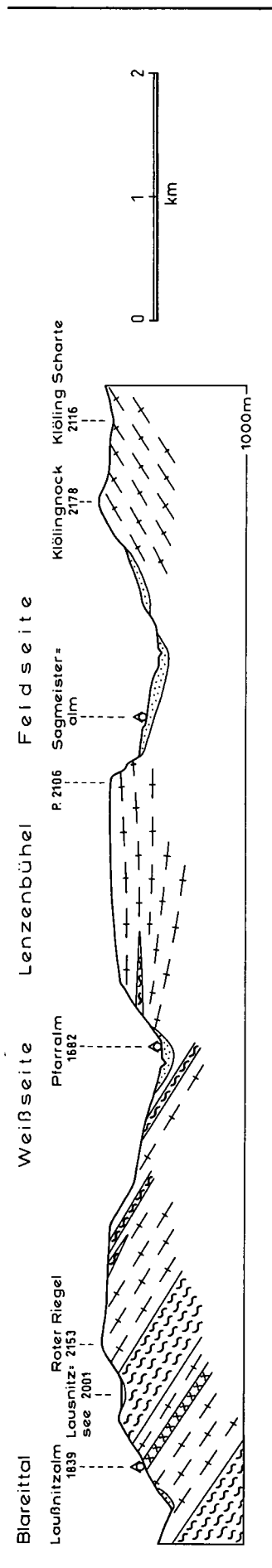


Abb. 2.
Profile durch das Nockgebiet bei Ramingstein.

Auch im gegenständlichen Gebiet zeigt der Biotit-Plagioklasgneis häufig mehrere deka-m-mächtige Lagen mit Plagioklas-Knoten (Kristallaugen bis 10 mm \varnothing , polysynthetisch verzwillingt, reich an ungerichteten Einschlüssen der übrigen Gemengteile). Bedeutende Vorkommen wurden in die geologische Karte eingetragen: NE Wirtsalm, Stegergraben, Geigenwald, Fegendorfer Kopf, Kandolfalm, Hühnerleitennock, Untere Platschalm, Mühlhauserhöhe-NE-Kamm, Steffe, Lenzenbühel, Sagmeisteralm, Karneralm und Klölingnock.

Die spektakulären Plagioklas-Augengneise sind petrographisch analog beschaffene Biotit-Plagioklasgneise. Ihre Plagioklas-Kristallaugen werden im gegenständlichen Gebiet 10 bis 15 mm groß. Diese Augengneise bilden hier nur bis 1 m dicke Lagen. Am prächtigsten sind sie am Gipfel des Hühnerleitennockes und in den Felswänden W Sagmeisteralm aufgeschlossen. Sie finden sich auch am Fegendorfer Kopf, in der Felswand W Sameralm, im Fels WSW Mentenalm und S Klölingnock.

Wie schon erwähnt, sind die polysynthetisch verzwilligten Plagioklas-Kristalle des Biotit-Plagioklasgneises, des Knoten- und Augengneises sekundär kornertrümmert (granuliert).

Sehr im Gegensatz dazu erweisen sich die bis 13 mm langen Turmaline des Gneises als mechanisch unversehrt. Sie bevölkern als postkinematisch gesproßte Blasten ungerichtet die s-Flächen und durchsprießen auch kreuz und quer das Gestein. Solche Turmalinvorkommen befinden sich:

- 1) als 6 mm lange und 1 mm breite Säulchen in Biotit-Plagioklasgneis in SH. 1280 m an der Güterweggabel SW Fegendorf;
- 2) als 12 mm lange und 2 mm breite Säulchen im selben Gestein in SH. 1575 m am Güterweg 1,3 km WNW Kandolfalm;
- 3) als 13 mm lange und 2,5 mm breite Säulchen in Plagioklas-Knotengneis an der E-Flanke des Fegendorfer Grabens in SH. 1120 m;
- 4) als 10 mm lange und 1,5 mm breite Säulchen in Phyllonit nach Biotit-Plagioklasgneis in SH. 1610 m am Güterweg, 650 m WSW Kandolfalm.

Kleinkörniger schwarzer Mylonit im Verein mit Phyllonit nach Biotit-Plagioklasgneis umsäumt das Grenzgebiet zum darunterliegenden Ramingsteiner Granatglimmerschiefer.

Solcher Mylonit tritt auch an steilen jungen Störungen im Biotit-Plagioklasgneis auf, die NW bis WNW streichen: Z. B. in SH. 2120 m am Mühlhauserhöhe-NE-Kamm (begleitet von 5 m mächtigem Gangquarz). In streichender Fortsetzung dieser jungen Störung befindet sich der schwarze Mylonit am Predigtstuhl-SSW-Kamm in SH. 2050 m mit NW-streichenden steilen Harnischflächen im Gneis. Ungenügend aufgeschlossen sind die anscheinend WNW-streichenden Störungen in den Scharfen des Bergkammes (SH. 2000 bis 2020 m) NW Sagmeisteralm mit subanstehendem schwarzem Mylonit, teilweise mit Gangquarz.

2.3. Granatglimmerschiefer innerhalb des Bundschuh-Paragneises

Im Zuge der geologischen Kartierung fand ich im gegenständlichen Gebiet drei Granatglimmerschieferzüge, die dem Bundschuh-Paragneis konform eingelagert sind und sich von diesem gut abgrenzen lassen. Sie gehören dem W-Schenkel der Paragneis-Mulde an. Sie

streichen NNE mit Abweichungen bis N-S und SE. Ihre Mächtigkeit beträgt einige Meterzehner bis 300 m.

Petrographisch sind es grobschuppige, häufig gefaltete Granat-Hellglimmer-Biotit-Quarz-Schiefer mit wenig Plagioklas, der auf die Glimmerlagen beschränkt ist. Pseudomorphosen von Hellglimmer nach Staurolith sind selten eindeutig erkennbar (NW und N Taferneralm). Granat ist bis 15 mm groß, zeigt keinen Zonenbau und ist reich an Einschlüssen, besonders von Quarz (Siebstruktur und sigmoidale Einschlußzüge). Biotit (Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun) tritt quantitativ gegenüber dem Hellglimmer zurück. Der Quarz ist nur wenig undulös. Das Gestein ist „gesund“ (Rekristallisation nach der letzten Deformation). Accessoria: Rutil, Opazit, Turmalin (mit Zonenbau), Apatit, Zirkon und sekundärer Chlorit.

Vom Liegenden (Westen) zum Hangenden (Osten) sind die drei Granatglimmerschieferzüge feldgeologisch folgendermaßen beobachtbar:

- ① **Der Zug S der Ortschaften Gruben und Thomatal**
Er ist am Berghang zwischen SH. 1200 und 1500 m in verrutschtem Zustand (gravitative Hanggleitung) anzutreffen. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 50 m. Die Aufschlüsse des Granatglimmerschiefers befinden sich im Kristagraben sowie am neuen Güterweg E dieses Grabens (SH. 1350 m) und am alten Güterweg W des Grabens (SH. 1500 m, S Grubacherwald). Es dürfte sich um die NE-Fortsetzung des Granatglimmerschieferzuges bei Alpengasthof Bundschuh und im Poschwald (geologische Karte des mittleren Lungaus) handeln.
- ② **Der Zug W Fegendorfer Kopf**
Er ist 300 m mächtig und 5 km lang. Im S bildet er als erosive Deckkappe die in der Landschaft weithin sichtbare Felswand P. 1896 N Wirtsnock. Unter Bergsturzblockwerk, Moräne, Gehängeschutt und Alluvionen quert er das Tal des Feldbaches W Kandolfalm. Nördlich dieses Baches ist der Granatglimmerschiefer an den zahlreichen Kehren der alten und neuen Güterwegstrecken in SH. 1530 bis 1840 m prächtig aufgeschlossen. Am flachen Berg Rücken W Fegendorfer Kopf tritt er in einigen Felspartien zu Tage (Schönalm). Örtlich verzahnt er mit dem auflagernden Bundschuh-Paragneis (z. B. Felskuppe SH. 1995 m, 750 m WNW Fegendorfer Kopf). Im Steilhang zum Thomatal ist er zwischen SH. 1850 m (bei Fötschalm) und SH. 1160 m (unterste Güterwegkehre E Mahdgraben) kontinuierlich an Felswänden und Güterwegstrecken aufgeschlossen. Seinem mittelsteilen ESE-Fallen entsprechend bildet er im westlichen Quelltal des Stegergrabens (SH. 1450 bis 1550 m) ein Halbfenster unter dem auflagernden Bundschuh-Paragneis. Im Blockwerk (Gehängeschutt und Lokalmoränen) führt der Granatglimmerschiefer Pseudomorphosen nach Staurolith: 15 mm lange und 4 mm breite Prismen aus Hellglimmer-Aggregat an folgenden Fundorten: SH. 1360 m am Güterweg 1,1 km SW Brücke P. 1032, ferner in SH. 1600 m am Karrenweg N Taferneralm und schließlich als Lesesteine in Lokalmoräne unmittelbar neben dieser Alm (SH. 1630 m).
- ③ **Der Zug E Fegendorfer Kopf**
Im S findet sich Granatglimmerschiefer subanstehend an einer in der topographischen Karte nicht eingetragenen Bachschlucht in SH. 1640 m, 425 m WSW Hiasbaueralm am orographisch rechten Hang

der Feldseite. Zahlreiche Lesesteine zeigen, daß er am Berghang W und NW dieser Alm aufwärts streicht. In der Kammregion SE Fegendorfer Kopf ist der Granatglimmerschiefer mit 200 m Mächtigkeit gut aufgeschlossen. Die Grenzfläche zum hangenden Bundschuh-Paragneis ist recht scharf und kann im Bereich von 0,5 m senkrecht zu s auf 500 m streichender Länge beobachtet werden. Sie quert den Hühnerleitennock-NW-Kamm in SH. 2040 m. In den Felswänden zur Stegeralm erreicht der Granat im grobkörnigen Granatglimmerschiefer 15 mm Durchmesser. Der Berghang zum Thomatal erweist sich als verrutscht und von Gehängeschutt bedeckt. Lesesteine lassen vermuten, daß der Granatglimmerschieferzug das Thomatal zwischen Fegendorf und Gratzergut im Felsuntergrund erreichen dürfte. Anstehend fand ich ihn nur in der W-Flanke des Fegendorfer Grabens in SH. 1480 m und subanstehend (verrutschte Scholle) am breiten Rücken zwischen diesem und dem Platschgraben (Güterweg in SH. 1450 m, 400 m WSW P. 1310).

Die Granatglimmerschieferzüge Nr. 2 und 3 dürften im S unter den Lockersedimenten der Feldseite weiterstreichen. Da sie hier im geologischen Kartenbild nahe aneinander herankommen, ist es denkbar, daß sie sich im Zuge einer Liegendfalte um N-S-Achse im nicht aufgeschlossenen Felsuntergrund des breiten, ebenfalls N-S-verlaufenden Feldseite-Tales miteinander verbinden.

3. Granatglimmerschiefer von Ramingstein

3.1. Tektonik und Petrographie

Er entspricht petrographisch dem Gestein der vorgenannten Granatglimmerschieferzüge. Jedoch ist er bedeutend mächtiger, meist grobkörnig ausgebildet (Granat bis 20 mm \varnothing) und enthält eine bunte Serie von Kalkmarmor, Kalkschiefer, Quarzit, Amphibolit und Hornblendegarbenschiefer. Der Hauptteil des Ramingsteiner Granatglimmerschiefers befindet sich auf dem östlich anschließenden geologischen Kartenblatt Stadl-Murau (TURNER, 1958a, b).

Im gegenwärtig bearbeiteten Gebiet in der SE-Ecke des Kartenblattes Tamsweg nimmt er nur einen bis 1,5 km breiten, N-S-streichenden Streifen längs des Randes dieser Karte ein.

Die Lineationen und Faltenachsen streichen hier NNE mit söhlicher oder flach SSW geneigter Lagerung. Die s-Flächen fallen flach nach W unter den Bundschuh-Paragneis. Sie beschreiben etwa (mit geringfügigen Ausnahmen) eine halbmondförmige Wölbung, deren Zentrum im Misliitzwald liegt (söhliches s). Peripher um dieses Zentrum fallen die s-Flächen nach NW (Gebiet um Ramingstein), nach W (Urbanalm) und nach SW (Feldernock).

Das Gestein ist besonders in tektonisch tiefer Lage (Ortsgebiet Ramingstein und Felsen an der Straße im Misliitztal unter Hatzenbauer) grobschuppig („gesund“) mit großen individuellen Glimmerblättchen: Hellglimmer 10 mm \varnothing , auch Quer-Hellglimmer vorhanden. Biotit 5 mm \varnothing , volumetrisch in gleicher Menge wie Hellglimmer. Diskordante Quarzgänge erreichen 0,4 m Mächtigkeit.

keit. Die Ramingsteiner Erzlagerstätte befindet sich in diesem „gesunden“ Granatglimmerschiefer knapp östlich des Kartenblattes Tamsweg (WEISS, 1951; TUFAR, 1971).

In den tektonisch höheren Lagen, welche hauptsächlich im gegenständlichen Kartierungsgebiet zur Beobachtung gelangen, handelt es sich meist um Serizit-Phyllonite nach Granatglimmerschiefer, wobei große Granate und kleine Biotite (diese volumetrisch hinter Serizit zurücktretend) erhalten blieben, aber Deformation und sekundäre Chloritbildung aufweisen: gewälzter, zerbrochener und parallel s länglicher Granat. Dünne, auf s verschmierte Biotithäute. Die Chloritbildung bleibt in der Regel gering: Höfe am Rande und geringfügige Verdrängung im Inneren des Granats. Geringe Chloritisierung des Biotits.

In seltenen Extremfällen der Phyllonitisierung des Granatglimmerschiefers kommt es zu 0,5 m mächtiger Ausbildung von Weißschiefer: Quarz-Serizit-Schiefer mit Resten großer Granatkristalle (15 mm Ø) und fehlendem Biotit: Z. B. Scharte SH. 2240 m des Feldernock-W-Grates, 200 m W P. 2257.

Selten ist die Ausbildung von chloritreichem grauem phyllitischem Granatglimmerschiefer (Aineck-Typus), der nur aus Serizit-Chlorit-Filz mit makroskopisch fehlenden Glimmerindividuen und sehr zersetztem Granat besteht und somit typisch diaphthorischen Charakter aufweist: Z. B. in SH. 1160 m am Güterweg („Krennhüttenweg“) im Steinerwald N Bahnhof Ramingstein.

Auf Grund der feldgeologischen Sachlage kann man vorläufig die Schlußfolgerung ziehen, daß der Ramingsteiner Granatglimmerschiefer in tektonisch tiefen Teilen den ursprünglichen Starkwirkungs-Metamorphosezustand bewahrt hat, während die tektonisch höheren Teile eine sekundäre Deformation mit Rekristallisation im Schwachwirkungsbereich (Phyllonitbildung) erlebten. Am Rande zum auflagernden Bundschuh-Paragneis sind Phyllonite besonders häufig. Sie bevorzugen den bildsamen Granatglimmerschiefer und sind im eher kompetenten Paragneis zwar auch vorhanden, aber seltener und mengenmäßig viel geringer ausgebildet.

Mikroskopischer Mineralbestand des Ramingsteiner Granatglimmerschiefers

Hauptgemengteile: Granat (kein Zonenbau, jedoch Siebstruktur und ebene oder sigmoidal gekrümmte Einschlußzüge von Opazit und Quarz), Biotit (hellgelb bis rotbraun, pleochroitische Höfe um Einschlüsse), Hellglimmer, Quarz (schwach undulös) und Plagioklas (beschränkt auf die glimmerreichen Lagen; polysynthetische Lamellen nach Periklin- [vorwiegend] und Albitgesetz, kein Zonenbau, keine Fülle, nur staubförmiger Hellglimmer-Flitter). Accessoria: Rutil, Opazit, Apatit, Zirkon. Mitunter auch: Turmalin, Chlorit, lamelliertes Karbonat und Epidot.

Schließlich sei zur Petrographie im gegenständlichen Bereich erwähnt, daß es mir vorläufig nicht möglich war, an den wenigen Dünnschliffen meiner Aufsammlung den Anorthitgehalt des Plagioklases optisch zu bestimmen.

Gar nicht selten beobachtete ich auf den s-Flächen des Ramingsteiner Granatglimmerschiefers dunkelgraue prismatische, 15 mm lange und 3 bis 4 mm breite Serizitanreicherungen. Per analogiam mit anderen Stellen im Nockgebiet möchte ich sie als Pseudomorphosen nach Stauolith deuten: Z. B. Handstück Nr. 3230 der Sammlung EXNER (Fundort: SH. 1700 m an Böschung des neuen Güterweges NNE Mislitzalm, knapp außerhalb des Kartenblattes Tamsweg). Mangels geeigneter Schnittflächen an Gesteins-

proben gelang noch nicht die mikroskopische Verifizierung dieser Pseudomorphosen.

In der älteren Literatur wird Disthen erwähnt. Solchen habe ich im Arbeitsgebiet nicht gefunden.

Große, mechanisch unverletzte Turmalinsäulchen kommen sowie im Bundschuhgebiet auch im Ramingsteiner Granatglimmerschiefer vor. Z. B. durchsprießen 6 mm lange und 2 mm breite, unverletzte Turmalinblasten den Granatglimmerschiefer in SH. 2000 m an der Basis der Steilwand längs des Steiges von der Ochsenkaralm zum Hochkar des Dirlitzbaches, 1 km SSE Kleiner Königstuhl. Die Lokalität befindet sich knapp südlich des Kartenblattes Tamsweg.

3.2. Die bunten Lagen

Die konform im Ramingsteiner Granatglimmerschiefer befindlichen bunten Lagen (Quarzit, Kalkmarmor, Amphibolit etc.) sind im Arbeitsgebiet jeweils nur wenige Meter mächtig. Im Streichen können sie mitunter einige hundert Meter verfolgt werden; im Maximalfall 1,5 km lang (Kalkmarmorzug von Ruppen-im-Wald Alm). Meist sind sie jedoch absätzig und keilen aus. An einer Stelle ist die Faltenverbindung von 2 Kalkmarmorzügen aufgeschlossen (400 m W Vordereck, Abb. 3, Fig. 1). Der Ramingsteiner Granatglimmerschiefer zeigt an vielen Stellen intensive Faltung (z. B. Falten in der Felsregion S Madling mit Wellenlänge von 0,5 m und Amplitude von 1,2 m). So ist auch anzunehmen, daß manche benachbarte Kalkmarmorzüge nur tektonische Wiederholungen desselben stratigraphischen Horizontes sind.

Die meisten bunten Lagen des Arbeitsgebietes trifft man im Gebiet: Urbanalm – Mislitzalm – Vordereck, wo sie bogenförmig um die tektonische Kuppel des Mislitzwaldes herumstreichen. Bachrisse, Güterweganschnitte und die Felsregion über der Baumgrenze bieten verlässliche Aufschlüsse. Lesesteinkartierung im dazwischen befindlichen Waldgebiet ergänzt das Kartenbild.

Quarzit ist 3 bis 5 m mächtig, teils nur aus Quarz bestehend, teils Plagioklas und Glimmer führend (Arko-sequarzit) in Begleitung von Kalkmarmor (Mislitzalm, Vordereck), oder bloß als quarzreiche Lage des Granatglimmerschiefers entwickelt (SH. 1100 und 1200 m am Güterweg S Madling).

Der Arkosequarzit SW Mislitzalm (Abb. 3, Fig. 2, Signatur 2) führt als Hauptgemengteile: Quarz (wenig undulös, Böhmische Streifung), Plagioklas teils als polysynthetisch verzwilligte Körner mit Hellglimmerflitter, teils als nicht verzwilligte Albite (0 % Anorthitgehalt, Messung senkrecht MP), Hellglimmer (auch Quer-Hellglimmer) und wenig Biotit (hellgelb bis rotbraun). Accessoria: Rutil, Opazit, Hämatit, Apatit und Zirkon. Es fehlen: Kalifeldspat, Granat und rhomboedrisches Karbonat.

Der Kalkmarmor zeigt 0,5 bis 20 m Mächtigkeit. Selten gibt es kleinkörnige grau-weiß gebänderte Typen (SH. 1640 m im felsigen Bachbett der rechten Quellrinne des Mislitzbaches bei der Furt des neuen Güterweges zur Urbanalm). Meist ist er jedoch farblos und grobkörnig. Dolomit wurde nicht gefunden. Als Begleiter des Kalkmarmors stellen sich mitunter feinblättrige Schwarzschiefer (SH. 1600 m bei Brücke des Güterweges im Mislitzwald, 350 m E Urbanalm) und grobschuppiger Biotit-Kalkschiefer (Abb. 3, Fig. 2, Signatur 4) ein.

Amphibolit mit 0,3 bis 3,0 m Mächtigkeit bildet teils isolierte Lagen im Granatglimmerschiefer, teils tritt er in der Umgebung der Kalkmarmorzüge auf. Es han-

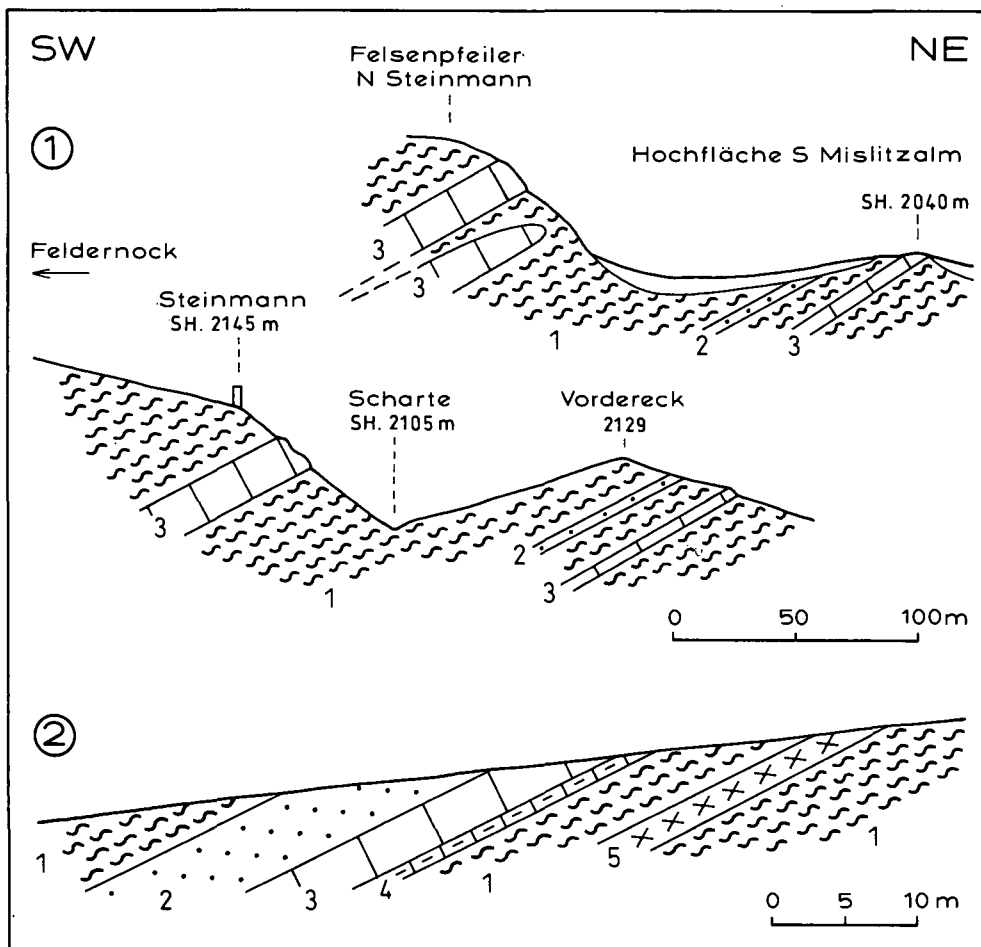


Abb. 3.
Profile durch bunte Lagen im Ramingsteiner Granatglimmerschiefer.
1) Falte einer Kalkmarmorlage am Vordereck.
1 = Granatglimmerschiefer, teilweise phyllonitisch; 2 = Feldspatführender Quarzit, 3 m; 3 = Kalkmarmor, bis 20 m mächtig.
2) Böschung des neuen Güterweges, 350 m SW Mislitzalm.
1 = Granatglimmerschiefer; 2 = Quarzit, 5 m; 3 = grauer gebänderter und farbloser Kalkmarmor, 3 m; 4 = grobschuppiger Biotit-Kalkschiefer, 0,25 m; 5 = Granat-amphibolit, 2 m mächtig.

delt sich um mittel- und grobkörnigen Amphibolit sowie um Biotit- und Granatamphibolit.

Im Granatglimmerschiefer isolierte Amphibolitlagen befinden sich im Steilhang E Stürmitzeralm (SH. 1500 m am neuen Güterweg 725 m E dieser Alm und in SH. 1330 m Karrenweg 1 km ENE derselben Alm) und am Felsrücken 400 m SE Prodingeralm in SH. 2060 m. Benachbart den Kalkmarmorzügen kommt Amphibolit NNW und SW Mislitzalm vor.

Hornblendegarbenschiefer (Lesesteine) ist mitunter sehr grobkörnig mit 80 mm langen Hornblendprismen und 30 mm großem Granat.

Als Lesesteine beobachtet man ihn im Bereich der Mislitz (Hochalm, Mislitzwald und Tal unter der Urbanalm). Anstehend fand ich ihn nur an einer Stelle und zwar mit 30 m langer Hornblende und 7 mm großem Granat im Verbände mit grobkörnigem Amphibolit und Biotitschiefer. Lokalität: SH. 1500 m am neuen Güterweg 725 m E Stürmitzeralm.

3.3. Die W-Grenze des Ramingsteiner Granatglimmerschiefers

Diese ist verhältnismäßig gut verfolgbar. Sie wird von Phylloniten begleitet. Einige Autoren betrachten sie als Ausbiß einer Überschiebungsfäche: Koriden (Bundschuh-Paragneis) über Muriden (Ramingsteiner Granatglimmerschiefer). Ihr Verlauf stellt sich im Arbeitsgebiet von S nach N folgendermaßen dar:

Am großartigsten ist der geomorphologische Kontrast der flach W fallenden, 600 m mächtigen Granatglimmerschiefer-Bänke des Kendlbrucker Grabens, die

als schräges Pult unter den massigen Grat im S des Kleinen Königstuhles (Bundschuh-Paragneis) einfallen.

Vom Dirlitzbach (SH. 2025 m) zieht die Grenze zur breiten Scharte zwischen Feldernock und Kleinem Königstuhl mit Ausbildung von Phylloniten sowohl im Granatglimmerschiefer als auch lokal im auflagernden Paragneis (Kleiner Königstuhl-ESE-Kamm). An der Scharte ist die Grenze innerhalb einiger Meterzehner fraglich (Wechselagerung oder sekundäre gravitative Hanggleitung?). Dann verläuft die Grenze längs des Baches 200 m S Prodingeralm: Das rechte Ufer besteht aus Granatglimmerschiefer, das linke aus Paragneis. Weiters folgt die Grenze in SH. 1930 m der Hangleiste 400 m W Ruppen-im-Wald Alm, wo sie mit 20 m Unsicherheit (Moränenbedeckung) zu beobachten ist.

Bergsturzblockwerk, Moräne und Hangschutt bedecken den Verlauf der Gesteinsgrenze am Rücken in der Talgabel zwischen Mislitz- und Klölingtal. Oberste Partien des Ramingsteiner Granatglimmerschiefers sind in phyllonitischer Ausbildung, 28° NW fallend in einer Schottergrube unter Moräne in SH. 1620 m am Güterweg 500 m NNE Laineralm aufgeschlossen. Darüber zeigt der Felskamm NW dieser Alm Phyllonit und schwarzen Mylonit im Paragneis. Unter Gehängeschutt quert die Gesteinsgrenze die Klöling-Talsole etwa 950 m W P. 1335.

In der steilen Bergflanke E Stürmitzeralm befindet sich die Grenze in SH. 1560 m. Die Böschungen mehrerer Güterwegstrecken zeigen nahe der Grenzfläche auffallend intensive Phyllonitisation im Granatglimmerschiefer und Paragneis. Im letztgenannten tritt 3 m mächtiger Gneisphyllonit mit schwarzem Mylonit auf.

Weiter nördlich wird die Grenze von Moräne und Gehängeschutt verhüllt. Gut kartierbar ist sie erst wieder im felsigen Berghang des Murtales S Madling. Der Ramingsteiner Granatglimmerschiefer zeigt hier nahe der Grenze längs des Güterweges und besonders in den Felswänden an der Straße 500 m NW Huber sehr intensive Faltung und Phyllonitbildung. Dann quert die Grenze das Murtal unter den Alluvionen der Ortschaft Madling.

Sehr eindrucksvoll und bequem kann man die Auflagerung des Bundschuh-Paragneises auf dem flach bis mittelsteil WNW fallenden Ramingsteiner Granatglimmerschiefer längs des Güterweges („Krennhüttenweg“) N Bahnhof Ramingstein beobachten. Zunächst sieht man, vom Bahnhof kommend, die am Weg aufgeschlossenen phyllonitischen Granatglimmerschiefer unter die Paragneis-Felswand (SH. 1070 m) eintauchend und kann den Gneis an den westlichen Wegkehren studieren. An der über der Felswand angelegten Güterwegstrecke im Steinerwald ist dann die Gesteinsgrenze in SH. 1160 m innerhalb einer 20 m breiten aufschlußlosen Strecke, die durch die Trockenrinne W Bahnhof bedingt ist, fixierbar. Man sieht Granatglimmerschiefer-Phyllonit (Serizitschiefer mit 20 mm großem Granat) mit 25 bis 40° WNW-Fallen unter den Biotit-Plagioklasgneis (Bundschuh-Paragneis mit 1 mm großem Granat) eintauchen. Die Lokalität befindet sich 120 m SSW P. 1332.

4. Quartär

Im gegenständlichen Gebiet (Begrenzung siehe Einleitung!) fehlen tertiäre Schichten. Hingegen sind die Reste der jungtertiären Altfläche (Nockfläche) großartig erhalten: Weite, beinahe ebene Fläche in 2000 m SH. zwischen Lenzenbühel und Wirtsnock, in N-S-Richtung 3 km, in E-W-Richtung 1,5 km breit. Ferner das Hochplateau der Mühlhauserhöhe und der Schönalm um den Fegendorfer Kopf.

Glazial polierte und gekritzte Felsbuckel mit weitflächig ausgebreiteter Moräne zeigen hohen Gletscherstand einer oder mehrerer pleistozäner Hauptvereisungen an. Sonderbarer Weise fehlen im Arbeitsgebiet erratische Blöcke des Oberkarbon-Konglomerates, obwohl wir uns hier näher beim Anstehenden (Oberkarbon der Stangalpe) befinden als in der an solchen Erratica reichen Laußnitz. Das Problem, wie die betreffenden Blöcke dorthin verfrachtet wurden, bleibt also weiterhin offen (EXNER, 1989, p. 93).

Die Bundschuhtäler gliedern sich jeweils in zwei deutlich geschiedene Abschnitte, getrennt durch den erreichten Rückschnitt neotektonisch bedingter bis rezenter Erosion: Flaches moränenbedecktes Hochtal (wenig unter der Nockfläche) und tiefes enges Kerbtal mit bis 1000 m Einschnitt unter dieselbe (z. B. Thomatal 1000 m unter der Schönalm). Die Grenze zwischen beiden Talabschnitten läßt sich kartieren. Sie befindet sich in der Weißseite in SH. 1660 m (175 m N Pfarralm), in der Feldseite in SH. 1605 m (725 m NNW Sameralm) und im Klölingtal in SH. 1820 m (610 m NNE Alpengasthof Karneralm). Allen drei Grenzstellen ist gemeinsam, daß der Bach des hier beginnenden Kerbtals eine beinahe wallförmige, 3 bis 5 m hohe, quer zum Tal verlaufende Moränenanhäufung durchbricht (eventuell Endmoränenwall des Gschnitzstadiums?).

Endmoränenwälle des Daunstadiums befinden sich in den Karen E und SSE Wirtsnock, N und E Hühnerleitennock, E Mühlhauserhöhe, SW Predigtstuhl, W, NE und S Kleiner Königstuhl und N und S Feldernock.

Interglaziale Bergstürze und Gleitmassen sind infolge undeutlicher Aufschlüsse kaum exakt nachweisbar, aber wahrscheinlich vorhanden: In der enorm ausgedehnten Quellmulde des Platschgrabens, wo man unter Moränenbedeckung massenhaft Bergsturzblockwerk findet, ohne im zusätzlich verrutschten Waldgebiet deutliche geologische Grenzlinien im Maßstabe 1:25.000 zwischen beiden Formationen ziehen zu können. Auch die moränenbedeckten Rutsch- und Bergsturzmassen bei der Trattneralm (Talzwiesel zwischen Klöling- und Mislitzbach) dürften bereits interglazial abgeglitten sein.

Einfacher ist die Kartierung postglazialer Bergstürze, wobei das Bergsturzblockwerk die Moräne überrollt und von dieser seitlich abgrenzbar ist. Im Gegensatz zu den vermuteten interglazialen Bergstürzen nehmen sie kleinere Areale im Arbeitsgebiet ein:

Am prächtigsten ist der modellförmige postglaziale Bergsturz unter P. 1896 im morphologisch auffallenden rechtwinkeligen Knie des Feldbaches ausgebildet. Die Abrißwand steht im Granatglimmerschiefer. Das Blockwerk setzt sich aus diesem und dem einst auflagernden Paragneis zusammen, der durch die junge Erosion des Feldbaches instabil wurde. Ein gutes Beispiel für synthetischen Bergsturz (Begriff: EXNER, 1990a, p. 31) über E-geneigten s-Flächen! Sein Bergsturzblockwerk brandete im Tal jenseits des heutigen Laufes des Feldbaches auf (Untere Seiften- und Kandolfalm).

Andere postglaziale Bergstürze befinden sich S Ortschaft Thomatal, ferner im Wurfgraben bei Winkl, N Heubachalm, NE Alpengasthof Karneralm, W Trattneralm und als antithetischer Bergsturz bei der Stürmitzeralm (mit erhaltenem Blockgrat im Abrißgebiet ENE Pirkegg). Postglazial ist auch die große Gleitmasse des Gruberwaldes SW Ortschaft Thomatal mit gekippten Gneispartien über Granatglimmerschiefer (Kristagraben) unter teilweiser Erhaltung des Schichtverbandes.

Eine für die Almwirtschaft verheerende Mure brach aus dem Kar 500 m SW Feldernock im Jahre 1977 aus. Ihre Abrißwand und Seitenwände im Hochkar sowie ihr 1 km langer Schwanz im Dirlitztal (Kartenblatt 183, Radenthein) sind heute noch gut sichtbar.

Bergzerreißungsspalten finden sich im Steinerwald NE Bahnhof Ramingstein, am Kamm W Sameralm sowie im Gebiet des Predigtstuhles und Feldernocks. Doppelgrate (im Nockgebiet häufig, siehe Abbildung in: PISTOTNIK et al., 1989) tragen in der Mittelfurche (Bergzerreißungsspalte) im Arbeitsgebiet hübsche Seen: Kößlacke und Schwarzlacke. Der N-S-verlaufende, 2,5 km lange Predigtstuhl-Kamm wird durch erosive Unterschneidung beidseits instabil, da er sich auf engem Raum zwischen den Kerbtälern des Klöling- und Mislitzbaches befindet. Dementsprechend wird er von einer Schar mehrerer hundert Meter langer und einiger Meterzehner sichtbar tiefer Bergzerreißungsspalten in N-S-Richtung durchsetzt.

Terrassenschotter treten bei Madling im Talgebiet der Mur und des Thomabaches auf.

5. Ergebnis und Ausblick

Die schon von GEYER erkannte muldenförmige Lagerung des Bundschuhgneises um N-S-Achse mit beidseits unter den Gneis eintauchenden Granatglimmerschiefern ist richtig. Mit der gegenwärtigen Detailaufnahme wurde die Muldenachse festgelegt. Sie befindet sich nahe Ramingstein (Abb. 1 und 2). Die Mulde ist also asymmetrisch. Außerdem wurden Granatglimmerschieferlagen gefunden, die dem W-Schenkel der Gneismulde konform eingelagert sind. Phyllonite sind im Granatglimmerschiefer häufig und kommen auch im Bundschuhgneis vor. Besonders reichlich sind sie im Grenzgebiet zwischen dem Granatglimmerschiefer von Ramingstein und dem ihm auflagernden E-Schenkel der Gneismulde.

Petrographisch ist der Biotit-Plagioklasgneis, um den es sich hier handelt, ein verhältnismäßig gleichmäßig beschaffenes und recht massiges Gestein. Die Grenzen zum Granatglimmerschiefer (Ramingsteiner und Einlagerungen im W-Schenkel der Gneismulde) sind verhältnismäßig scharf und innerhalb des Meter- und Dekameterbereiches eindeutig. Der Hauptmasse des Gneises fehlen Glimmerschiefer- und Quarzlitagen, wenn man von sekundären Phylloniten absieht. Mikroskopisch zeigt der Biotit-Plagioklasgneis den Starkwirkungsbereich-Altbestand (Amphibolitfazies) mit sekundärer Granulation (Kornzertrümmerung).

Aus der Feldgeologie und Mikroskopie gewinnt man den Eindruck kräftiger tektonischer Beanspruchung des hier vorliegenden Teiles des Nock-Kristallins, vorwiegend rigid im Gneis und duktil im Granatglimmerschiefer (mit Phyllonitbildung).

Es gibt mehrere offene Probleme:

Zunächst: Was ist der Gneis hier? Jedenfalls kann man ihn exakt und genetisch neutral als Biotit-Plagioklasgneis bezeichnen. Ob eigentlich die auch von uns benützte Terminologie als Bundschuh-Paragneis sehr glücklich ist, muß ich auf Grund meiner geologischen Beobachtungen in diesem Gebiet eher bezweifeln. Sie hat sich historisch ergeben als Gegensatz zum zweifellosen Bundschuh-Orthogneis. Ich fand keine Sedimentstrukturen und auch kein graded bedding (ältere Autoren) im Biotit-Plagioklasgneis. Er ist ziemlich massig und erinnert mich gar nicht an typisch abwechslungsreich feinschichtigen Paragneis mit zweifellos sedimentogenen Lagen. Nur weil er kleine Mengen von Granat führt, muß man ihn nicht unbedingt von Sedimenten herstammend auffassen. Es sind zwar keine vulkanogenen Strukturen im gegenständlichen Biotit-Plagioklasgneis nachweisbar, doch könnte man ihn eventuell genetisch aus Andesit herleiten. Analoges vermutet man auch bezüglich des Biotit-Plagioklasgneises der Silvrettagruppe (FRISCH et al., 1984, p. 50; 1990, p. 273; MAGGETTI et al., 1990, p. 127). Geochemisches Studium des „Bundschuh-Paragneises“ sei hiemit angeregt!

Eine andere brennende Frage ist die nach der tektonischen Ergänzung der Profile zur nicht aufgeschlossenen Tiefe. Die Parallelprofile der Abb. 2 berücksichtigen nur die sichtbare Tektonik wie sich das für einen geologischen Aufnahmsbericht gehört. Die Gretchenfrage besteht darin, ob sich der Ramingsteiner Granatglimmerschiefer mittels Liegendfallen in den einzelnen Lagen im W-Schenkel der Gneismulde fortsetzt, oder ob nicht eher die ursprüngliche Idee von GEYER stimmt, daß der Ramingsteiner Granatglimmerschiefer nur mit

dem des Aineckzuges und W Bonnerhütte zusammenhängt (Karbonatzüge hier wie dort am Lungauer Mitterberg und bei Ramingstein). Hingegen sind die Granatglimmerschieferlagen im W-Schenkel der Gneismulde frei von Karbonatlagen. Sie könnten eventuell mit dem Gneis zusammen eine selbständige tektonische Einheit (Bundschuh-Gneisdecke oder genetisch belastet: Bundschuh-Masse) bilden. Sie könnten als tonig-sandige Lagen zwischen Andesitströmen interpretiert werden. Ob dann eine solche tektonische Bundschuh-Einheit als paläozoische Teildecke (TOLLMANN, 1977) innerhalb der großen alpidischen ostalpinen Schubmasse (Nock-Kristallin) über dem Tauernfenster zu interpretieren ist, wäre eine zusätzliche Frage.

Diese wird ihrer Lösung am ehesten durch sorgfältige Detailbeobachtungen in den Nachbargebieten im S (Blatt 183 Radenthein, in Bearbeitung durch J. PISTOTNIK), im N (Lungauer Mitterberg und Schwarzenberg auf Blatt 157 Tamsweg) und Neubearbeitung des „Ramingsteiner Fensters“ (Blatt 158 Stadl an der Mur) nähergebracht werden. Analoges gilt auch für die Erstellung eines großräumigen Achsenplanes, um die im gegenständlichen engen Gebiet angestellten Beobachtungen (Vorherrschenden NNE-streichender Lineationen) mit den in den Nachbargebieten vorläufig als recht abweichend bekannten E-W-Lineationen in Beziehung zu setzen.

Die Frage der Altersbeziehungen solcher abweichender Richtungen hat schon THIELE (1961, p. A79) aufgeworfen. Sie wird erst mit dem Fortschreiten geologischer Untersuchungen in den genannten peripheren Gebieten der Bundschuhregion zu lösen sein.

Literatur

- EXNER, Ch.: Geologie des mittleren Lungaus. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 7–103, Wien 1989.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. Mit geologischer Karte 1 : 25.000. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **36**, 1–38, Wien 1990a.
- EXNER, Ch.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Nock-Kristallin auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **133**, S. 475, Wien 1990b.
- FRISCH, W. et al.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rundschau, **73**, 47–68, Stuttgart 1984.
- FRISCH, W. et al.: Correlation and evolution of the Alpine basement. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **70**, 265–285, Zürich 1990.
- GEYER, G.: Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1892**, 319–327, Wien 1892.
- MAGGETTI, M. et al.: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineral. und Petrogr. Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Westrand des Unterengadiner Fensters. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **70**, 121–157, Zürich 1990.
- PISTOTNIK, J. et al.: Zur Geologie des Nockgebietes. – In: Nationalpark Nockberge, 9–28, Klagenfurt (Naturwiss. Ver. Kärnten) 1989.
- THIELE, O.: Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1961**, A78–79, Wien 1961.

- THURNER, A.: Geologische Karte Stadl-Murau im Maßstabe 1 : 50.000 (Zusammendruck aus den Blättern 158 Stadl und 159 Murau). – Geol. B.-A., Wien 1958a.
- THURNER, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte Stadl-Murau 1 : 50.000, zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. – 106 S., Wien (Geol. B.-A.) 1958b.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TUFAR, W.: Bleiglanz-Granat-Verwachsungen in der Lagerstätte von Ramingstein im Lungau (Salzburg). – N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1971, 183–192, Stuttgart 1971.
- WEISS, P. F.: Die Blei-Silber-Lagerstätte Ramingstein. Eine lagerstättenkundliche Übersicht. – Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte, Jg. 96, 141–151, Wien 1951.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 14. Dezember 1990.

Sedimentologie und Sedimentpetrographie des tertiären Sattnitzkonglomerats zwischen Villach und Klagenfurt (Kärnten, Österreich)

Von WOLFGANG GRIEM, SABINE WOLF, HANNS SYLVESTER & FRIEDHELM THIEDIG*)

Mit 9 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 201, 202

*Kärnten
Tertiär
Sattnitzkonglomerat
Sedimentologie
Paläogeographie*

Inhalt

Zusammenfassung	27
Abstract	27
1. Einleitung	28
2. Basisschichten des Sattnitzkonglomerats	29
3. Beschreibung der Konglomerate	31
3.1. Sattnitzkonglomerat	31
3.2. Wellersdorfkonglomerat	32
3.3. Bärentalkonglomerat	33
3.4. Sattnitzkonglomerat vom Petelin und vom Jaunfeld	34
4. Paläogeographische Entwicklung und Modell des Ablagerungsraumes	34
5. Ausblick	35
Dank	35
Literatur	35

Zusammenfassung

Sedimentpetrographische Untersuchungen in den jungtertiären Konglomeraten des Sattnitzhöhenzuges zwischen Villach und Klagenfurt führten zur Abgrenzung dreier verschiedener Klastenvergesellschaftungen, welche die Sedimenteinträge aus verschiedenen Liefergebieten dokumentieren.

Deren sedimentologische Strukturen sowie ihre flächigen und vertikalen Verbreitungen zeigen die Vermischung eines kristallingeröllbetonten Lieferstroms von NW mit einem karbonatgeröllbetonten Strom von W in einem „braided river system“ an.

Episodisch erfolgten Einschüttungen mit einer nahezu reinen Karbonatgeröllassoziaton in Form von Schuttfächern aus den südlich gelegenen Karawanken.

Sedimentology and Sedimentary Petrography of the Tertiary Sattnitz Conglomerate Between Villach and Klagenfurt (Carinthia, Austria)

Abstract

Sedimentpetrographic investigations in Upper Tertiary conglomerates of the Sattnitz Range between Villach and Klagenfurt revealed the distribution of three differently composed pebble associations which represent three distinct recharge areas.

Sedimentary structures and three-dimensional distribution reveal the mixing of a crystalline-dominated stream from the NW with a stream from the W consisting mostly of limestone pebbles in the environment of a braided river system.

A further input of almost pure carbonatic material as alluvial fans from the Karawanken range in the south occurred episodically.

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. WOLFGANG GRIEM, Dipl.-Geol. SABINE WOLF, Univ.-Prof. Dr. FRIEDHELM THIEDIG, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Corrensstraße 24, D-4400 Münster; HANNS SYLVESTER, z.Z. Universidad de Atacama, Depto. Ing. de Minas, Casilla 240 Copiapo, Chile.

1. Einleitung

Am Karawankennordfuß zwischen Villach im Westen und Völkermarkt im Osten erstreckt sich über eine Länge von 40 km der Sattnitzhöhenzug. Er ist aus überwiegend grobklastischen jungtertiären Klastika aufgebaut, benannt als Sattnitzkonglomerat.

Bei der Bearbeitung dieser Sedimente stellten sich folgende Fragen:

- 1) Läßt sich der stratigraphische Umfang der Konglomeratabfolge näher eingrenzen?
- 2) Ist der Liegendkontakt tektonischer oder sedimentärer Natur?
- 3) Kann über sedimentologische Parameter der Ablagerungsraum rekonstruiert werden?
- 4) Können mittels sedimentpetrographischer Untersuchungen die Liefergebiete der Sedimente ermittelt werden?
- 5) In welcher Relation steht diese Konglomeratabfolge zu den Konglomeraten in den Karawankentälern?

Ein etwa 30 km² großes Gebiet am Westende des Sattnitzhöhenzuges nördlich des Feistritzer Stausees wurde als Untersuchungsgebiet gewählt (Abb. 1 und 2.)

Vergleichende Untersuchungen an altersgleichen Grobklastika erfolgten im Bereich der Karawanken (Bärentalkonglomerat, südlich des Untersuchungsgebietes), am Petelin bei Rosegg (westlich des Untersuchungsgebietes) und im Jaunfeld (östlich des Untersuchungsgebietes).

Folgende lithostratigraphische Einheiten werden abgetrennt:

- Die vereinzelt vorkommenden Basisschichten bestehen überwiegend aus Tonen und Kohlen.
- Die bisherige Bezeichnung „Sattnitzkonglomerat“ wird beibehalten für die Grobklastika des Untersuchungsgebietes mit deutlichem Anteil (>10 %) nichtkarbonatischer Gerölle (siehe Kap. 3.1.). Die Konglomerattypen „Turiawald“ und „Tanzboden“ sind als weitergehende Differenzierungen des Sattnitzkonglomerats zu verstehen.
- Ein durch makroskopische Kriterien eindeutig vom Sattnitzkonglomerat abgrenzbares, ausschließlich karbonatgeröllführendes Konglomerat wird im folgenden als „Wellersdorfkonglomerat“ bezeichnet.

Frühe Bearbeitungen des Sattnitzhöhenzuges (HÖFER, 1880; CANAVAL, 1902; DREGER, 1909) widmeten sich überwiegend den die Konglomerate unterlagernden Braunkohlen.

PASCHINGER (1930) trennt quartäre Grobklastika von den Tertiärkonglomeraten ab.

Die Gliederung der tertiären Konglomerate im Bereich der Karawanken geht auf KAHLER (1929, 1931, 1932, 1933, 1935, 1938, 1953) zurück.

Erste biostratigraphische Einstufungen der Basisschichten erfolgten durch MOTTL (1955), KLAUS (1956) und PAPP (1957) und erbrachten ein Alter von Pannon/Pont.

In den Karawanken stellt VAN HUSEN (1976, 1984) eine Schichtfolge des Jungtertiär auf und beschreibt die paläogeographische Entwicklung für diesen Bereich.

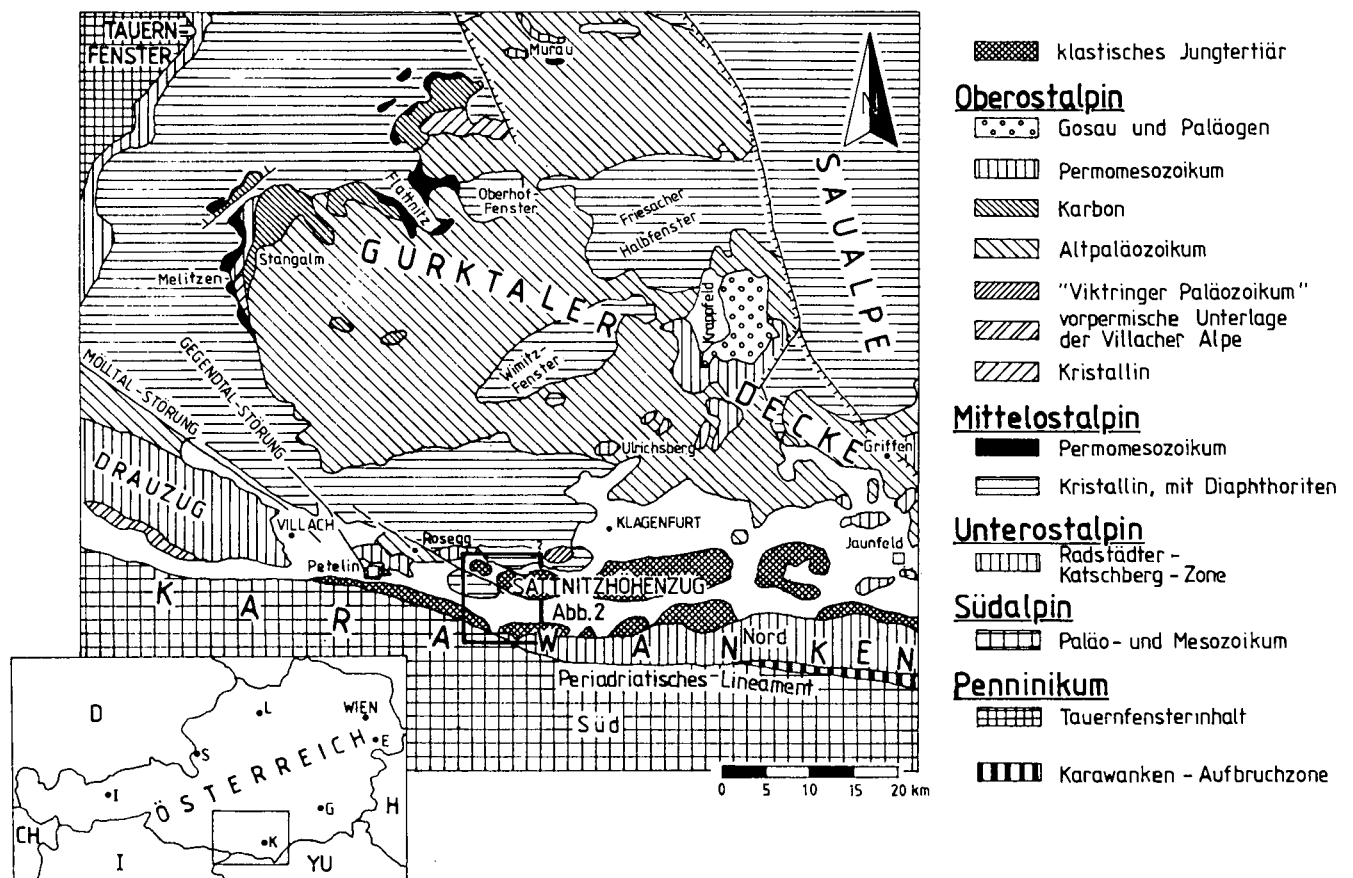


Abb. 1. Regionalgeologischer Überblick. Verändert nach TOLLMANN (1977), CLAASSEN et al. (1987) und KRAINER (1988).

2. Basisschichten des Sattnitzkonglomerats

Die Verbreitung der Basisschichten des Sattnitzkonglomerats ist auf einen Bereich um die Ortschaft Penken und den Petelin-Berg bei Rosegg beschränkt. Die

Basisschichten bestehen aus einer Wechselfolge limnischer Tone und Braunkohlen.

Um die Jahrhundertwende abgeteufte Bohrungen zeigen, daß die Mächtigkeit der Basisschichten unter dem Turiawald von Nordwest nach Südost abnimmt.

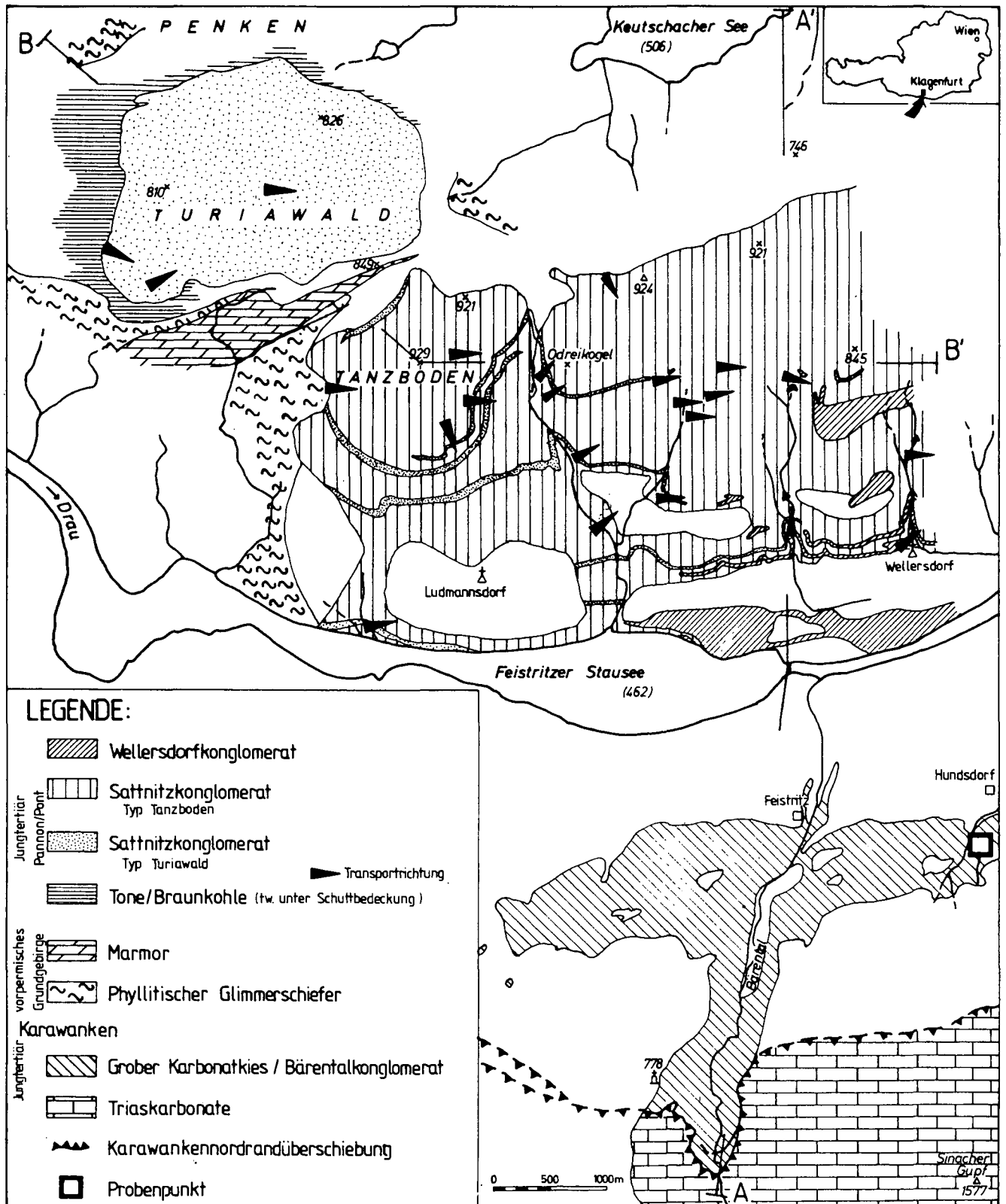


Abb. 2. Geologische Karte des Arbeitsgebietes mit Ausschnitt aus dem Bereich des Karawankennordfußes südlich des Feistritzer Stausees. Verändert nach BAUER (1986), Geologische Karte der Karawanken.

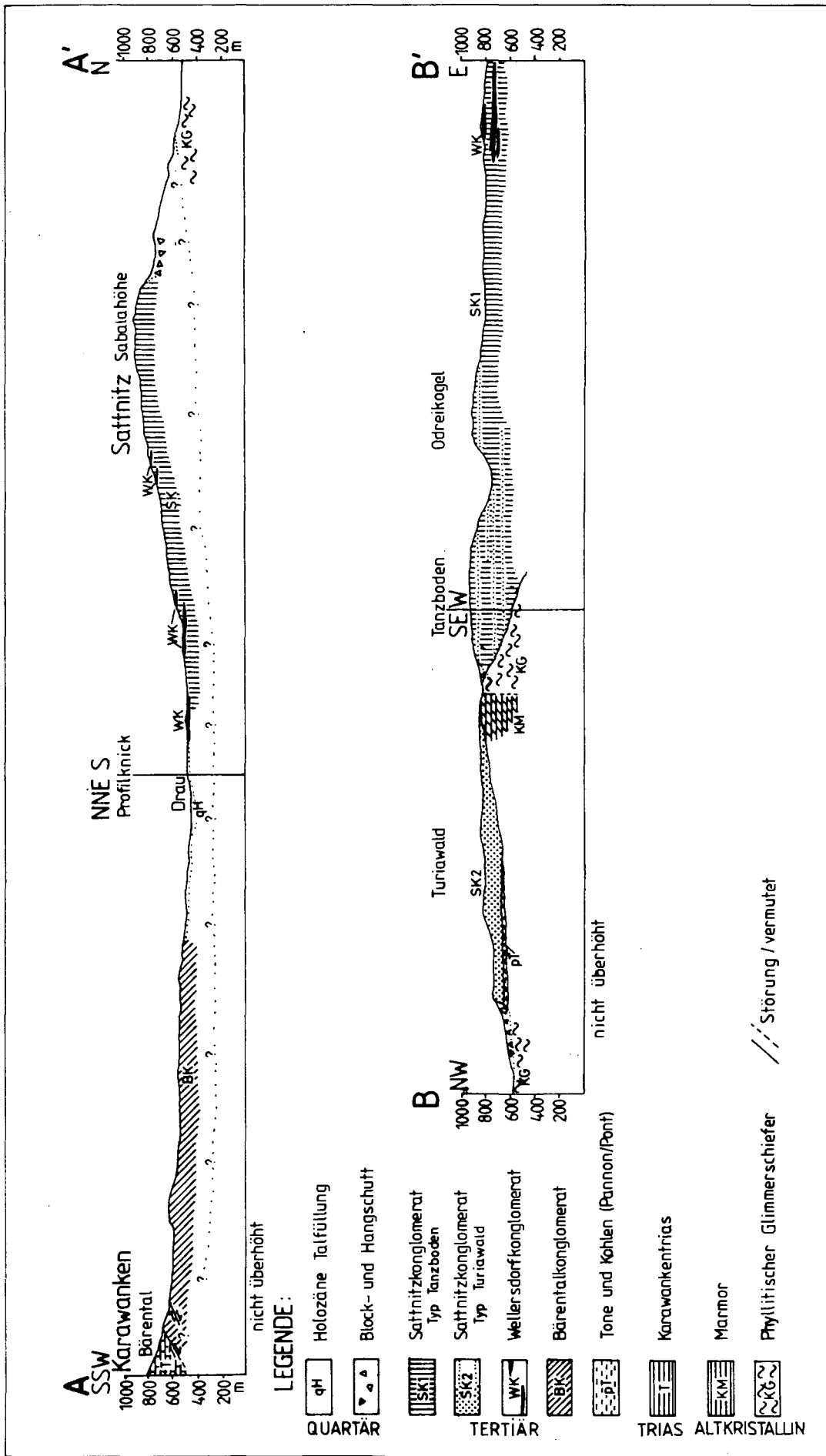


Abb. 3. N-S-Profilsschnitt (A - A') durch das Arbeitsgebiet und den Karawankenordfuß (umgezeichnet nach BAUER, 1986, Geologische Karte der Karawanken) und W-E-Profilsschnitt B - B'. Lage der Profilsschnitte siehe Abb. 2.

Östlich von Oberdörfel wurde eine sedimentäre, diskordante Überlagerung der altkristallinen, phyllitischen Glimmerschiefer und Marmore durch Grobschotter des Sattnitzkonglomerats im Zuge dieser Arbeit erstmals auskartiert. Der Verlauf der Diskordanz zeigt ein Paläorelief mit mindestens 350 m Höhendifferenz an. Ein vergleichbares Paläorelief im Bereich des Petelins wurde durch SYLVESTER (1984) nachgewiesen.

3. Beschreibung der Konglomerate

3.1. Sattnitzkonglomerat

Die Verbreitung des Sattnitzkonglomerats bzw. seiner Varietäten (Typ „Tanzboden“ und Typ „Turiawald“) ist in Abb. 2 dargestellt.

Die etwa 80 bis 100 m mächtige Konglomeratabfolge des Turiawaldes ist ausschließlich aus dem kristallingeröllbetonten Konglomerattyp Turiawald aufgebaut.

Der Bereich Tanzboden – Odreikogel ist das Hauptverbreitungsgebiet des karbonatgeröllbetonten Konglomerattyps „Tanzboden“ mit mehreren zwischengeschalteten, geringmächtigen (unter 20 m) Lagen vom Konglomerattyp „Turiawald“.

Im Osten des Arbeitsgebietes sind dem Konglomerattyp „Tanzboden“ einzelne, bis 30 m mächtige, im Anschnitt linsenförmige Körper des Wellersdorfkonglomerats zwischengelagert (siehe Abb. 2 und 3).

Die Schichtfolge des Sattnitzkonglomerats besteht im allgemeinen aus mächtigen Bänken schlecht sortierter grober Kiese. Fein- und Mittelsand füllen die Zwickel zwischen den Geröllen (siehe Abb. 4 und 5) auf.

Unter den Geröllen treten überwiegend Kalk- und Dolomiteklasten auf, die aus dem oberostalpinen Karawankennordstamm bezogen wurden. Eine Lieferung aus dem südlich daran anschließenden südalpinen Faziesraum konnte nicht nachgewiesen werden.

Daneben kommen Kristallin- und Quarzklasten sowie Sandstein- und Vulkanitklasten vor, die aus westlich bis nordwestlich gelegenen Regionen des Mittelostalpins sowie des Drauzugs und dem Tauernfenster geliefert wurden (Lage der Liefergebiete siehe Abb. 1).

Das vereinzelte Vorkommen von alttertiären Nummulitenkalk-Klasten läßt auf ehemalige, heute vollständig erodierte Verbreitungsgebiete dieser Gesteine in den vorher genannten Einzugsbereichen schließen.

Die Liefergebietsabschätzungen basieren auf eigenen Vergleichen mit anstehenden Gesteinen im Aufschluß sowie im Dünnschliffbild.

Die zwei Varietäten des Sattnitzkonglomerats sind anhand der Klastenvergesellschaftung deutlich zu unterscheiden:

Das weite Spektrum der Gerölle wird zur Klassifikation in vier Gruppen aufgegliedert (Kristallin-, Karbonat-, Quarz- und Sandsteingerölle). Die makroskopisch erkennbare Klastenvergesellschaftung (>1 cm) liefert die signifikanten Unterscheidungskriterien. Die mikroskopisch ermittelte quantitative Vergesellschaftung (Klastengröße 0,1 mm bis 0,6 mm) bestätigt die makroskopische Bestimmung. Das Auftreten seltener „Leitgerölle“ (u.a. Serpentine, Fossilkalkgerölle) liefert weitere Zuordnungshinweise.

Danach werden die beiden Konglomerattypen des Sattnitzkonglomerats wie folgt definiert:

- Der Konglomerattyp „Tanzboden“ ist charakterisiert durch Karbonatgeröllgehalte über 74 % oder einen Gehalt von Kristallingeröllen unter 10 %.
- Karbonatgeröllgehalte von unter 60 % oder Kristallingeröllgehalte von über 18 % sind für den Konglomerattyp Turiawald kennzeichnend.

Abb. 6 gibt eine Übersicht der Unterscheidungskriterien.

Beide Varietäten des Sattnitzkonglomerats bestehen im allgemeinen aus grobklastischen Schüttungen mit wenigen feinklastischen Zwischenschichten.

In linsenförmigen, miteinander verzahnten Schüttungskörpern von bis zu 2 m Mächtigkeit tritt Dachziegelagerung sowie normale und inverse Gradierung auf. Die gut gerundeten Klasten erreichen hier Größen bis zu 20 cm, wobei die Fraktion 1–2 cm vorherrscht.

Fein- bis mittelsandige Einschaltungen (subangulare bis angerundete Klasten) treten in Form parallel laminierteter Rinnenfüllungen und trogförmig schrägschichteter Sets auf. Sie erreichen eine laterale Ausdehnung von 1–15 m und eine maximale Mächtigkeit von 1,5 m.



Abb. 4.
Angeschliffenes Handstück des Sattnitzkonglomerates.
Als Klasten treten Kalkstein (Ka), Dolomit (Do), an- und herausgelöst, Quarz (Qz) und Kristallin (Kr) auf. Die Zwickel zwischen den Geröllen sind mit fein- bis mittelsandiger Matrix (M) gefüllt.

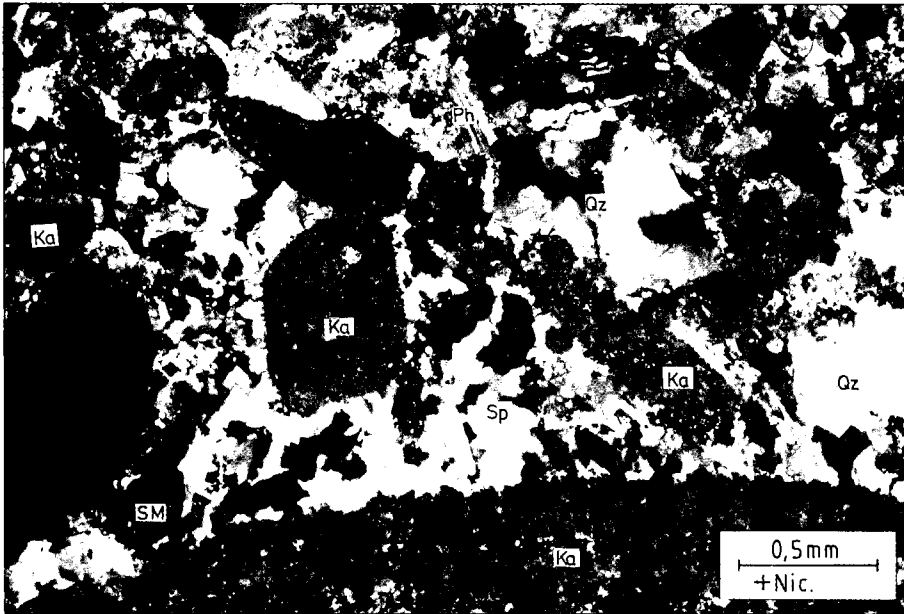


Abb. 5.
Dünnschliff des Sattitzkonglomerates. Ausschnitt aus dem Matrixbereich einer grobklastischen Lage.
Die fein- bis mittelsandige Matrix enthält vorwiegend Klasten von Quarz (Qz) neben Karbonat (Ka), Schwermineralien (SM, hier links unten ein idiomorpher Granat) und Phyllosilikaten (Ph). Im unteren Bildteil grenzt ein großer Karbonatklast an die Matrix. Das Sediment ist mit Kalzitparit (Sp) zementiert.

Diese sedimentären Strukturen deuten auf den Ablagerungsbereich eines vielverzweigten Flusses mit grober Geröllfracht hin.

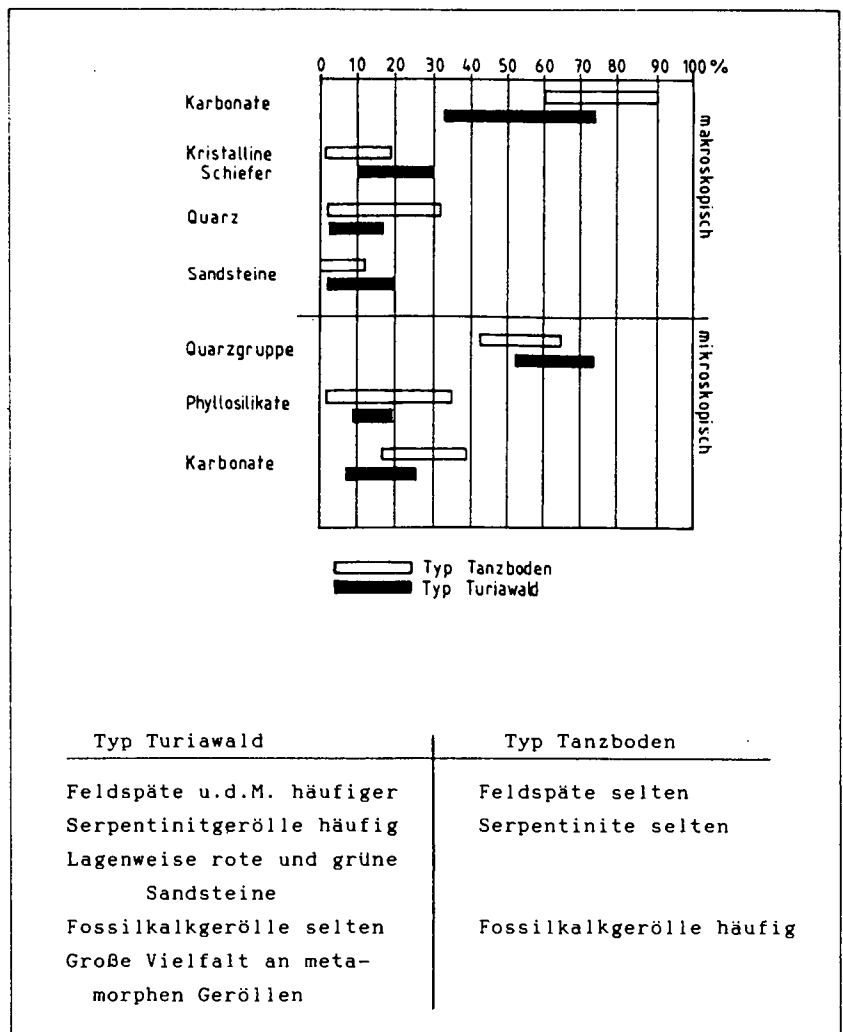
Die aus verschiedenen sedimentologischen Strukturen (Schrägschichtung, Rinnenachsen, Gerölleinregelungen) ermittelten Schüttungsrichtungen sind in

Abb. 2 eingetragen. Es ist eine generelle südöstliche bis nordöstliche Schüttungsrichtung festzustellen.

3.2. Wellersdorkonglomerat

Das Wellersdorkonglomerat tritt im Ostteil des Untersuchungsgebietes zutage. Es liegt innerhalb des

Abb. 6.
Statistische Unterscheidungskriterien der Typen „Tanzboden“ und „Turiawald“ des Sattitzkonglomerates.
a) Die Balken zeigen die Bereiche der auftretenden Klastengruppen in %-Anteilen.
b) Qualitative Unterscheidungskriterien.



Sattnitzkonglomerats in einzelnen linsenförmigen Körnern vor (siehe Abb. 2 und 3), die gegen Westen auskeilen. Innerhalb des untersuchten Gebietes erreichen die Linsen des Wellersdorfkonglomerats bis zu 30 m Mächtigkeit.

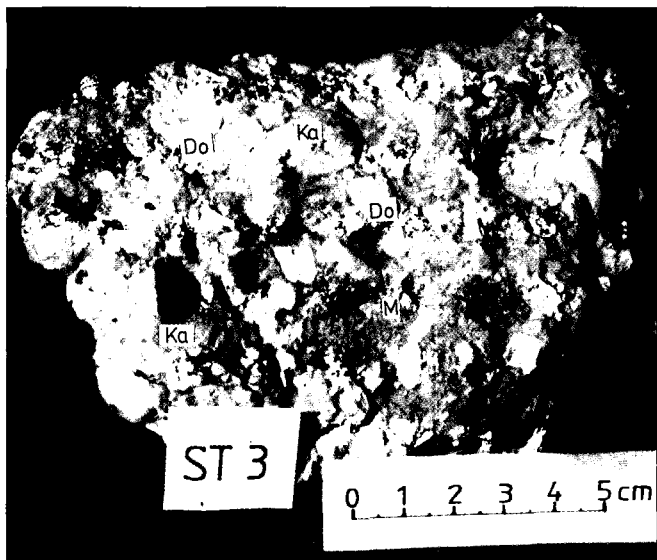
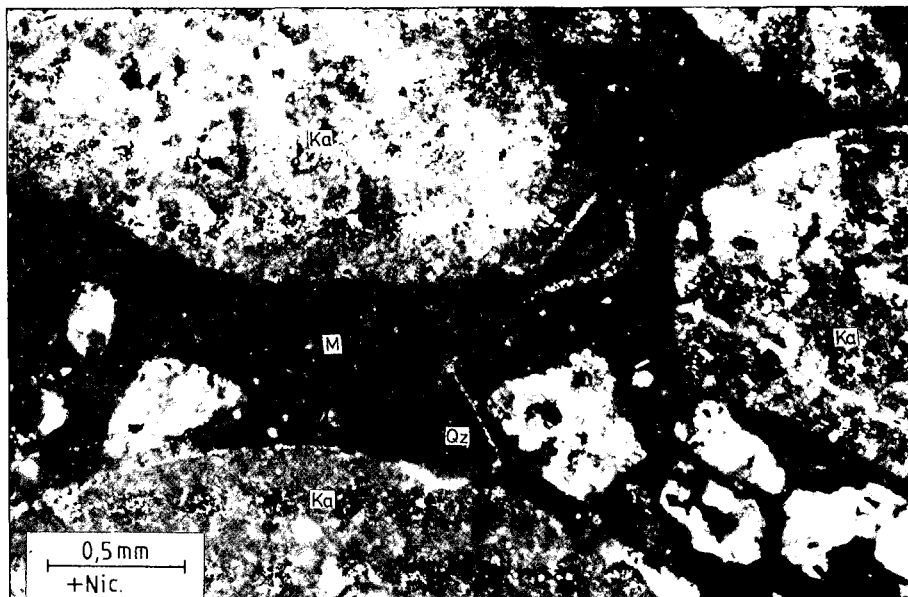


Abb. 7.
Handstück des Wellersdorfkonglomerates.
Es treten ausschließlich Karbonatklasten (Ka = Kalk; Do = Dolomit) auf. Die feine Matrix (M) ist ockergelb gefärbt.

Das Wellersdorfkonglomerat ist durch eine nahezu ausschließlich karbonatgeröllführende Klastenvergesellschaftung charakterisiert (siehe Abb. 7 und 8). Im Geröllspektrum dominieren Dolomitgerölle. Unter den Kalkklasten konnten fossilführende Kalke triassischen und jurassischen Gesteinen des Karawankennordstammes zugeordnet werden. Akzessorisch auftretende, nichtkarbonatische Gerölle (rote Sandsteinklasten und violette sowie dunkelrote Quarzporphyrklasten) entstammen möglicherweise oberostalpinen permotriassischen Formationen.

Die Abfolge des Wellersdorfkonglomerats besteht überwiegend aus grobklastischen, konglomeratischen Lagen. Zwischen den konglomeratischen Schichten treten tonig-siltige Zwischenschichten auf. Die grobkla-

Abb. 8.
Dünnschliff des Wellersdorfkonglomerates.
Neben den groben, gut gerundeten Karbonatklasten (Ka) treten einzelne subangulare bis angerundete feine Quarzklasten (Qz; Bildmitte mikrokristalliner Quarz) auf. Die kalzitisch zementierte Matrix (M) besteht vorwiegend aus detritischen Dolomitkristallen in Siltfraktion.



stischen Schichten zeigen in einer klastengestützten Textur bei einer schlechten Sortierung Korngrößen von Feinkies bis zu 15 cm großen Steinen. Die Klasten sind vorwiegend gerundet bis gut gerundet, vereinzelt auch nur angerundet.

Die tonig-siltige, karbonatische Matrix führt in wechselnden Anteilen Klastika der Fein- bis Grobsandfraktion.

Die grobklastischen Schüttungskörper zeigen weitreichende laterale Ausdehnung mit nicht-erosiven Kontakten zu unterlagernden Schichten. Selten treten linsenförmige miteinander verzahnte Schüttungskörper auf, deren Längserstreckung nördliche Transportrichtungen anzeigt. In wenigen Geröllagen konnte Dachziegellagerung beobachtet werden. Es treten Bänke von über 3 m Mächtigkeit mit inverser Gradierung von basalem Feinkies zu Grobkies bis zu Steinen auf.

Die feinklastischen Lagen weisen bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 cm bis 20 cm (selten über 1 m mächtig) große laterale Ausdehnung auf. Diese Ton-Silt- bis Feinsandschichten sind horizontal gelagert und zeigen keine Internstrukturen.

Während sich die fluviatilen Schichten des Sattnitzkonglomerats bei Neuschüttung meist erosiv ins Liegende einschneiden (Rinnenbildung, Aufarbeitung), sind die Schichten des Wellersdorfkonglomerats durch nichterosive Liegendkontakte gekennzeichnet.

Diese sedimentologischen Charakteristika deuten auf eine schichtflutartige Sedimentation des Wellersdorfkonglomerats im Bildungsbereich eines Schuttfächers hin. Durch das Fehlen von „debris flow“-Ablagerungen und die relativ hohe Reife der Klasten ist nach HARVEY (1984) eine distale Position innerhalb des Schuttfächers anzunehmen.

3.3. Bärentalkonglomerat

Nur wenige Kilometer südlich des Untersuchungsgebietes, und durch das mit quartären Sedimenten gefüllte Rosental davon getrennt, befinden sich in den Karawanken weitere jungtertiäre Grobklastika.

Das Bärentalkonglomerat (erste Benennung durch KÄHLER, 1932) bildet die höchsten Anteile der schon im höheren Untersarmat einsetzenden klastischen Sedi-

mentabfolge (KAHLER, 1932 und folgende; KLAUS, 1956). VAN HUSEN (1984) deutet das von ihm als „grober Karbonatkies“ bezeichnete Bärenalkonglomerat als eine Ablagerung von Schuttfächern, die sich in mehreren Ausläufen aus dem Bereich der sich hebenden Karawanken in das nördlich gelegene Vorland ergießen. Nach VAN HUSEN (1984) lag einer dieser Auslässe im Bereich des heutigen Bärenals südlich von Feistritz (siehe Abb. 2).

Die untersuchten Proben des Bärenalkonglomerats sind sedimentpetrographisch mit dem Wellersdorfkonglomerat vergleichbar. Aufgrund einer geringeren Reife, partiell größerer Klaster und des Auftretens von „debris flow“-Ablagerungen sind sie dem proximalen Bereich von Schuttfächern zuzuordnen, deren distale Bereiche im östlichen Untersuchungsgebiet in Form des Wellersdorfkonglomerats aufgeschlossen sind.

3.4. Sattnitzkonglomerat vom Petelin und vom Jaunfeld

Das zuletzt von SYLVESTER (1984) beschriebene Konglomeratvorkommen am Fuße des Petelinberges, 15 km westlich des Untersuchungsgebietes (siehe Abb. 1), ist dem karbonatgeröllbetonten Konglomeratyp „Tanzboden“ vergleichbar. Der Fund von pannonischen Tonen (KLAUS, 1956), die sowohl das Sattnitzkonglomerat des Turiawaldes als auch die Konglomerate des Petelin unterlagern, läßt bedingt eine zeitliche Parallelisierung der Grobklastika zu.

Die Konglomerate von Bohrproben aus dem Jauntal (1,5 km nördlich von Tschierberg bei St. Michael, Bleiberg und 46 km östlich des Untersuchungsgebietes, siehe Abb. 1) haben überwiegend eine polymikte Geröllzusammensetzung. Es treten im Vergleich zu den Konglomeraten des Untersuchungsgebiets Kristallingerölle aus anderen Liefergebieten auf (u.a. Eklogitgeröll aus dem Bereich der Saualpe). Eine Konglomeratprobe der Bohrung (B90 in 90 m Teufe) ist in ihrer Zusammensetzung mit dem Wellersdorfkonglomerat vergleichbar.

4. Paläogeographische Entwicklung und Modell des Ablagerungsraumes

Die jungtertiäre Sedimentation des westlichen Klagenfurter Beckens setzt im Pannon/Pont mit Kohlen und Tonen in den lokalen Senken einer flachen Hügellandschaft auf altkristallinem Basement ein. Bedingt durch eine kurz darauf folgende Reliefverstärkung kommen grobklastische Sedimente in Form des Sattnitzkonglomerats zur Ablagerung. Sie füllen rasch die Senken der älteren Tone und Kohlen auf, transgredieren dann aber auch auf die morphologischen Hochformen der Altkristallinoberfläche.

Die Liefergebiete der Grobklastika sind mit unterschiedlicher Dominanz zum einen der südlich gelegene Nordstamm der Karawanken und zum anderen weiter entfernte, westlich bis nordwestlich gelegene Regionen

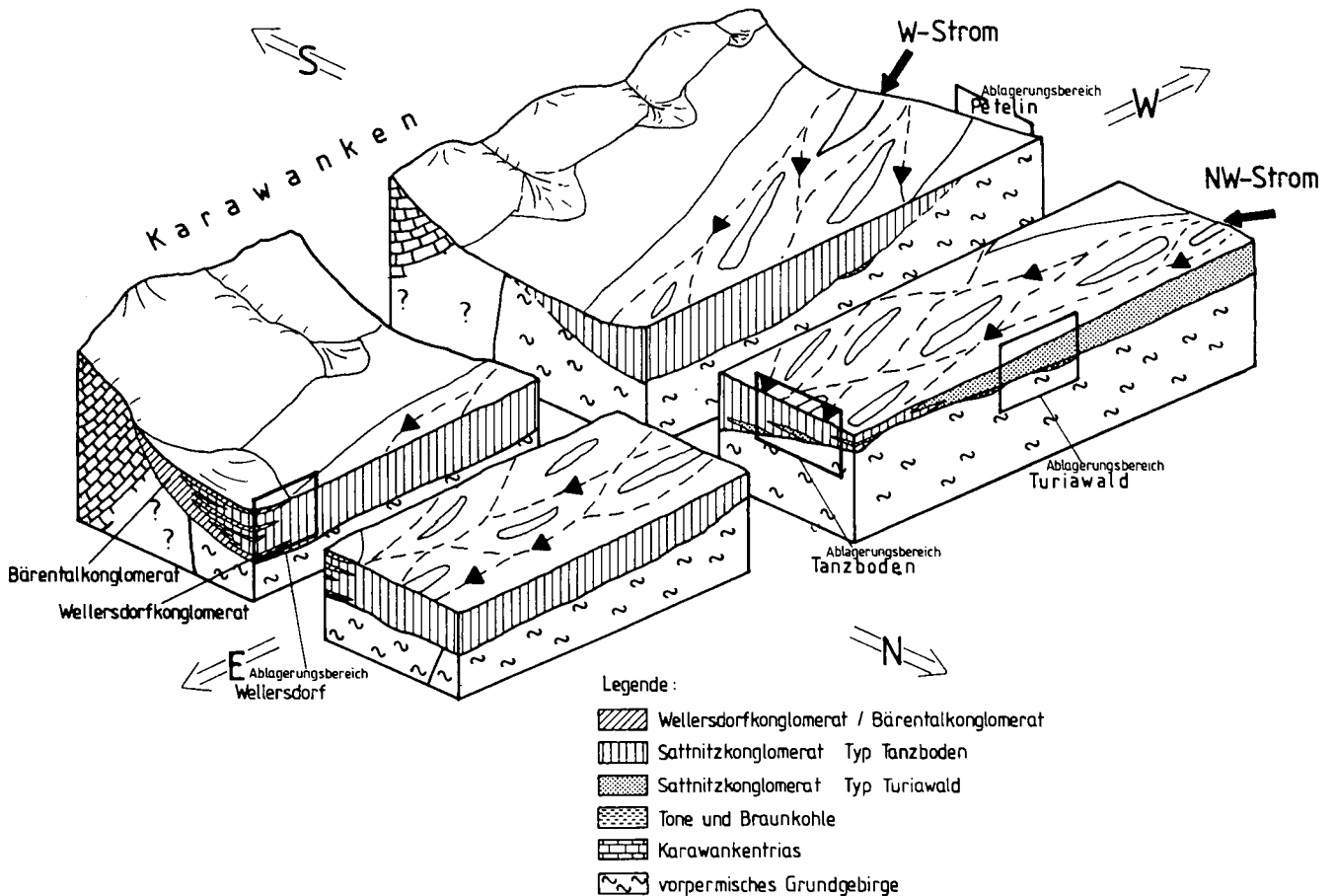


Abb. 9. Modell des Ablagerungsraumes zur Zeit der Ablagerung des Sattnitzkonglomerates. Erläuterungen siehe Text.

wie der Drauzug und das Tauernfenster. Im Bereich des Turiawaldes sind die letztgenannten nordwestlichen Liefergebiete mit Kristallingeröllen dominierend, während im Bereich des Petelins die südlichen Liefergebiete mit Karbonatgeröllen vorherrschen. Der Bereich des Tanzbodens hat seine Lage im Mischungsgebiet dieser beiden Lieferströme. Der Einfluß des kristallingeröllbetonten Lieferstroms (Konglomerattyp „Turiawald“, NW-Strom) verringert sich in Richtung Osten zu Gunsten des karbonatgeröllbetonten Lieferstroms (Konglomerattyp „Tanzboden“, Weststrom).

Transportmittel war ein nach Osten bis Südosten entwässernder, sedimentüberladener, vielverzweigter Fluß („braided river“) mit mindestens 3 km Breite.

Bei Wellersdorf verdrängt eine rein karbonatgeröllführende Schuttfächersedimentation aus den Karawanken episodisch den Ablagerungsbereich des West-Ost-verlaufenden Flusses. Das Modell in Abb. 9 zeigt eine Momentaufnahme der paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung der Sattnitzkonglomerate im weiteren Sinne.

5. Ausblick

Diese Neubearbeitung läßt weitere Bearbeitungen der Verbreitungsgebiete jungtertiärer Grobklastika in Ost-Kärnten interessant erscheinen.

Die Bestimmung der Klastenvergesellschaftung und begleitende Schwermineraluntersuchungen zeigen sich dabei als hilfreiches Instrument zur Gliederung der Abfolgen.

Qualitative Klastenuntersuchungen können weitere Erkenntnisse über im Osten noch hinzukommende Liefergebiete, deren hohe Abtragungsraten in früheren Arbeiten (THIEDIG, 1970 für den Bereich der Saualpe) belegt wurden, erbringen.

Eine Ausgliederung weiterer aus den Karawanken kommender, den Ablagerungsbereich des Sattnitzkonglomerats einnehmender Schuttfächer ist zu erwarten.

Dank

Die Autoren danken Herrn Dr. MÖRTL für die Überlassung der Bohrproben vom Jaunfeld, Herrn Dr. UCIK für den Einblick in alte Bergbauunterlagen, den Herren Dr. SCHÖNLAUB, Dr. BUSER, Dipl.-Geol. KRUMM, Dr. REMANE für Geröllbestimmungen und den Draukraftwerken ÖDK Klagenfurt für Untersuchungsunterlagen von der Errichtung der Draustaufstufen.

Literatur

- BAUER, F.K. (1986): Geologische Karte der Karawanken 1 : 25.000, Westteil, Blatt 1–3. – Wien (Geol. B. A.).
- CANAVAL, R. (1902): Bemerkungen über die Braunkohleablagerungen von Kärnten. – *Carinthia II*, **92**, 76–85 u. 128–141, Klagenfurt.
- CLAASSEN, T., v. GOSEN, W., SYLVESTER, H. & THIEDIG, F. (1988): Die Permotrias und ihr Grundgebirge zwischen Faaker See und Turiawald südöstlich von Villach (Kärnten/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/4**, 391–413, 5 Abb., 5 Taf., 1 Karte, Wien.
- DREGER, J. (1909): Bemerkungen über das Sattnitzkonglomerat in Mittelkärnten und die darin vorkommenden hohlen Geschiebe. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, **1909**, 46–59, Wien.
- GRIEM, W. (1988): Neukartierung der Sattnitz zwischen Penken und Feistritzer Stausee. – Unpubl. Diplomarbeit Fachb. Geowiss. der Univ. Hamburg, Hamburg.
- HARVEY, A.M. (1984): Debris flows and fluvial deposits in spanish quaternary alluvial fans: implications for fan morphology. – In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Ed.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. – Canadian Society of Petrol. Geol., Mem. **10** (1984), 123–132, Calgary, Canada.
- HÖFER, H. (1880): Die hohlen Gerölle und Geschiebeeindrücke des Sattnitz-Conglomerates bei Klagenfurt. – *Min. u. petr. Mitt.*, neue Folge **XVIII**, 2.Bd., 325–349, Wien.
- KAHLER, F. (1929): Karawankenstudien II, Die Herkunft des Sediments der Tertiärablagerungen am Karawankennordrand. – *Centralblatt Min. Geol. Paläont.*, **1929**, 230–250, Stuttgart.
- KAHLER, F. (1931): Zwischen Wörthersee und Karawanken. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, **68**, 83–145, Graz.
- KAHLER, F. (1932): Karawankenstudien III. – *Centralblatt Min. Geol. Paläont.*, **1932**, 115–121, Stuttgart.
- KAHLER, F. (1933): Über die Verbreitung kohleführenden Jungtertiärs in Kärnten. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1933**, Nr. 9/10, 125–129, Wien.
- KAHLER, F. (1935): Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. – *Carinthia II*, **125/45**, 1–12, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1938): Die Kohlenlagerstätten der Karawanken und ihres Vorlandes. – *Berg- und Hüttenmänn. Mh.*, **86/8**, 201–205, Wien.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – *Carinthia II*, Sh. **16**, 77 S., Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1958): Die Tiefe der Felsoberfläche in den Senken des Klagenfurter Beckens. – *Carinthia II*, **148/68**, 5–8, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1962): Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt. – Wien (Geol. B.-A.).
- KLAUS, W. (1956): Mikrosporenhorizonte in Süd und Ostkärnten. – *Verh. Geol. B.-A.*, **956**, 250–255, Wien.
- KRAINER, K. (1988): Ein geologischer Streifzug durch Kärnten. – *Carinthia II*, **98/178**, 141–170, Klagenfurt.
- MÖRTL, J. (1981): Bohrprotokoll der Bohrung nördlich von Tscherberg. – Unveröffentlicht.
- MOTTL, M. (1955): Neuer Beitrag zur Säugetierfauna von Penken bei Keutschach in Kärnten. – *Carinthia II*, **145/65**, 60–91, Klagenfurt.
- PASCHINGER, V. (1930): Die glaziale Verbauung der Sattnitzsenke in Kärnten. – *Z. f. Gletscherkunde*, **18**, 116–140, Leipzig.
- PAPP, A. (1957): Landschnecken aus dem limnischen Tertiär Kärntens. – *Carinthia II*, **147/67**, 85–95, Klagenfurt.
- SYLVESTER, H. (1984): Neukartierung des Mesozoikums zwischen Faaker See und Rosegg (Kärnten/Österreich). – Unpubl. Diplomarbeit Fachb. Geowissenschaft. der Univ. Hamburg, Hamburg.
- THIEDIG, F. (1970): Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **39**, 97–116, Hamburg.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich*. Bd. 1. Die Zentralalpen. – 718 S., 145 Abb., 8 Taf., Wien (Deuticke).

VAN HUSEN, D. (1976): Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow-Berg und seine Beziehung zur Hebung der Karawanken. – Carinthia II, **166/86**, 113–126, Klagenfurt.

VAN HUSEN, D. (1984): Synsedimentäre Gleitschollen großen Ausmaßes in terrestrischen Jungtertiär der Karawanken. – Geol. Rdsch., **73/1**, 433–445, Stuttgart.

WOLF, S. (1988): Geologische Neukartierung der Sattnitz zwischen Keutschacher See und Feistritzer Stausee (Kärnten/Österreich). – Unpubl. Diplomarbeit Fachb. Geowissenschaften der Univ. Hamburg., Hamburg.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Dezember 1990.

Alveolitidae, Heliolitidae und *Helicosalpinx* aus den Barrandeikalken (Eifelium) des Grazer Devons

Von BERNHARD HUBMANN*)

Mit 5 Abbildungen und 3 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 163, 164

Steiermark
Grazer Paläozoikum
Mitteldevon
Tabulate Korallen
Hartsubstrat-Spurenfossilien

Inhalt

Zusammenfassung	37
Abstract	37
1. Einleitung	37
2. Unterklasse Tabulata	38
2.1. Familie Alveolitidae	38
2.1.1. Unterfamilie Alveolitinae	38
2.1.1.1. Gattung <i>Squameoalveolites</i>	38
2.1.2. Unterfamilie Coenitinae	38
2.1.2.1. Gattung <i>Platyaxum</i>	39
2.2. Familie Heliolitidae	40
2.2.1. Gattung <i>Heliolites</i>	40
3. Hartsubstrat-Ichnofossilien	43
Dank	44
Literatur	50

Zusammenfassung

Aus den Barrandeikalken (Mitteldevon, Eifelium) des Grazer Paläozoikums werden für diese Abfolge neue tabulate Korallen der Gattungen *Squameoalveolites* und *Platyaxum*, sowie Heliolitiden und Hartsubstrat-Spurenfossilien in *Favosites* beschrieben.

Alveolitids, Heliolitids and *Helicosalpinx* from the Barrandei Limestones (Eifelian) of the Graz Paleozoic

Abstract

Representatives of tabulate corals (*Squameoalveolites* and *Platyaxum*), Heliolitids and hardsubstrate-tracefossils in favositid corals are described from the Barrandei Limestones (Middle Devonian, Eifelian) of the Palaeozoic of Graz, which are new for this succession.

1. Einleitung

Im Rahmen einer faziellen Bearbeitung der Barrandeikalke konnten für diese Folge neue fossile Formen gefunden werden, von denen die Algen bereits publiziert wurden (HUBMANN, 1990a).

Die chronostratigraphische Einordnung dieser Kalke ist zur Zeit noch nicht exakt faßbar (H.W. FLÜGEL, 1975, S. 43-48; H.W. FLÜGEL & NEUBAUER, 1984, S. 50f). Möglicherweise dürften sie im höheren Ems beginnen

und noch tiefere givetische Anteile beinhalten. Als Bildungsraum wird nach HUBMANN (1990b) ein flacher, in sich gegliederter, teilweise hochenergetischer Plattformbereich angenommen, in dem aufgrund ungünstiger Umweltbedingungen (Durchlichtung) nur untergeordnet biostromale und biohermale Bildungen vertreten sind.

Die im folgenden beschriebenen Korallen stammen von den Lokalitäten Höllererkogel (a), Profil St. Pankrazen (b), Gaisbergsattel (c) und Forstweg Attems (d) (Abb. 1).

*) Anschrift des Verfassers: Dr. BERNHARD HUBMANN, Institut für Geologie und Paläontologie, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

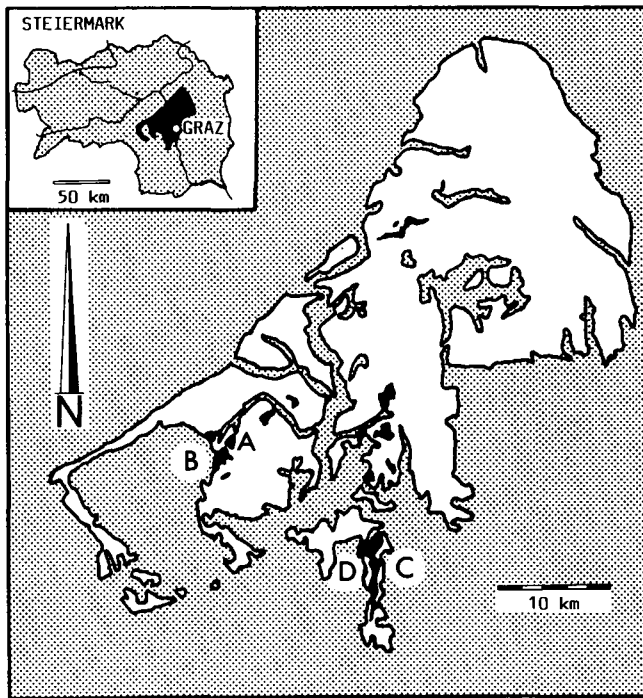


Abb. 1.
Vorkommen der Barrandeikalke (schwarz) im Grazer Paläozoikum und Lage der Fossilfundpunkte.
A = Höllererkogel; B = St. Pankrazen; C = Gaisbergsattel; D = Forstweg Attems.

Das Material wird in der Typensammlung des Institutes für Geologie und Paläontologie an der Universität Graz unter den Nummern UGP 3003–3006 aufbewahrt.

2. Unterklasse

Tabulata MILNE-EDWARDS & HAIME, 1850

2.1. Familie

Alveolitidae DUNCAN, 1872

2.1.1. Unterfamilie

Alveolitinae DUNCAN, 1872

Bemerkungen: Mit der Revision devonischer Chaetetida und Tabulata durch BYRA (1983) werden in die Alveolitinae die squamulaten Alveoliten miteinbezogen, die von einigen Autoren als eine eigenständige Unterfamilie *Callaporinae* MIRONOVA, 1974 betrachtet wurden.

Als devonische Gattungen der Unterfamilie Alveolitinae werden *Alveolites*, *Microalveolites*, *Squameoalveolites*, *?Subcaliaporina*, *?Tiverina* und *?Auxuolites* angeführt.

Die vor allem durch russische Autoren der letzten drei Jahrzehnte aufgestellten neuen Gattungen devonischer Alveolitiden, *Alveolitella*, *Crassialveolitella*, *Crassialveolites*, *Grandalveolites*, *Tetralites*, *Subalveolites* und *Spongalveolites* werden mit BYRA (1983) als Synonyma von *Alveolites* LAMARCK, 1801 betrachtet.

Gattung

Squameoalveolites MIRONOVA, 1969

MIRONOVA (1969, S. 86) vereinigte zum Genus *Squameoalveolites* Vertreter tabulater Korallen mit typischen

Merkmale der Favositidae-Gattung *Caliapora* SCHLÜTER, 1889 (Ausbildung von Squamulae) und der Alveolitidae-Gattung *Alveolites* LAMARCK, 1801 (alveolitide Korallitenquerschnitte).

Squameoalveolites robustus (PRADACOVA, 1938)

(Taf. 1, Fig. 1,2)

- 1938 *Alveolites robustus* n.sp. – PRADACOVA, S. 15, Taf. 1, Abb. 3–4.
1951 *Favosites endygashensis* n.sp. – TSCHERNYCHEV, S. 36, Taf. 12, Abb. 3–4.
1963 *Caliapora endygashensis* (TSCHERNYCHEV). – DUBATOLOV, S. 97, Taf. 36, Abb. 2a–g.
1981 *Caliapora robusta* (PRADACOVA). – HLADIL, S. 161, Taf. 2, Abb. 1–3.
1985 *Squameoalveolites robustus* (PRADACOVA). – BIRENHEIDE, S. 84.

Beschreibung: Die Koralliten liegen im Anfangsstadium der Kolonie zunächst nach typischer alveolitischer Wuchsform dem Substrat flach auf und richten sich dann fächerförmig schräg auf. Die Korallitenquerschnitte sind unregelmäßig nieren- bis halbmondförmig, in ontogenetisch frühen Stadien rundlich-oval. Die Ausbildung von "Hauptdornen" ist nur untergeordnet beobachtbar. Korallitenquerschnitte messen 1,0 bis 1,5 bzw. 0,65 bis 1,0 mm. Hierin ergeben sich Unterschiede zu den bei HLADIL (1981, S. 164f) und BIRENHEIDE (1985, S. 84) angeführten Werten, wobei beim hier untersuchten Exemplar die Querschnitte durchwegs größer sind. Längsschnitte durch die Kolonie lassen in jungen Korallitenabschnitten stets waagrechte, sonst schräg verlaufende, oft unvollständige Böden erkennen. Die Anzahl der Tabulae auf 1 cm Korallitenlänge bleibt über den gesamten Stock relativ konstant und beträgt ca. 20. Im allgemeinen wechseln Böden mit squamulaten Wandverdickungen mit solchen, die keinen entsprechenden peripheren Verdickungen entspringen, ab. Korallitenwände messen 0,3 bis 0,6 mm; Wandporen sind selten zu beobachten. Häufig tritt eine Aufspaltung in Tochterkoralliten auf, die einer „intra-vascularen Knospung“ sensu NOVINSKI (1976, S. 28) entspricht.

Bemerkungen: Eine genaue Darlegung der Artmerkmale gibt HLADIL (1981, S. 161), der jedoch die Art trotz der typischen alveolitiden Korallitenquerschnitte zu *Caliapora* SCHLÜTER, 1889 stellte. *S. robustus* unterscheidet sich von der durch MIRONOVA (1969) zum Genotypus gewählten Art *S. fornicatus* (SCHLÜTER, 1889) durch dickwandigere Koralliten und weniger stark ausgeprägte Septaldorn- bzw. Squamulaebildungen.

Stratigraphische und geographische Verbreitung:

- UdSSR: Shandin-Schichten aus dem Kuznetsk-Becken, Eifel (TSCHERNYCHEV, 1951, DUBATOLOV, 1963).
- ČSFR: Obere Rote Schichten (Horizont 9) bei Celechovice, Eifel/Givet (PRADACOVA, 1938); Mährischer Karst bei Lazanky-Zrcadla, Eifel/Givet (HLADIL, 1981).

2.1.2. Unterfamilie

Coenitinae SARDESON, 1896

Bemerkungen: Drei devonische Gattungen der Coenitinae sind bekannt: *Coenites*, *Platyaxum* und *Belliupora*,

wobei BYRA (1983, S. 43f) *Platyaxum* in drei Untergattungen aufgliedert, die sich in erster Linie durch ihre Wuchsform unterscheiden.

**2.1.2.1. Gattung
Platyaxum DAVIS, 1887**

**Untergattung
Platyaxum (Roseoporella) SPRIESTERSBACH, 1935**

Bemerkungen: Charakteristisch ist das einseitige, orientierte Wachstum der Koralliten innerhalb von inkrustierenden, meist ebenen bis gewellten, dünnplattigen, teilweise auch mehrlagigen Kolonien (ähnlich den Alveoliten s.str.).

Vorkommen: Ems und Mitteldevon, weltweit.

***Platyaxum (Roseoporella) taenioforme gracile*
n. ssp.**

(Taf. 1, Fig. 3,4)

Holotypus: Das auf Taf. 1, Fig. 3,4 abgebildete Exemplar (UGP. Nr. 3003); Dünnschliffe HÖ 4/1-4/4, Handstück HÖ 4a.

Locus typicus: Höllerkogel bei St. Pankrazen (Weststeiermark).

Stratum typicum: Barrandeikalk, Mitteldevon, Eifelium.

Derivatio nominis: gracilis = lat.: schlank, dünn; bezugnehmend auf die Dünnwandigkeit der Koralliten.

Diagnose: Dünnplattige Kolonie mit sich zum Teil sehr stark schuppenartig überlappenden Kelchen und

dünnen Wänden. Wandporen nur selten beobachtbar. Die Koralliten sind im Anfangsstadium mit kleinem Winkel dem Substrat angewachsen und im Querschnitt leicht oval bis rund. Sonst herrscht raumspiraliges Wachstum vor. Die Koralliten zeigen in ephebischen und adulten Stadien charakteristische, oval-gelängte Querschnitte.

Beschreibung: Die neue Unterart von *Platyaxum (Roseoporella) taenioforme* ist ausgezeichnet durch teilweise extrem dünne Korallitenwände und regelmäßige, stets waagrecht verlaufende Böden. Die Wandstärke beträgt im Schnitt ca. 0,05 bis 0,07 mm. Auf 1 cm Korallitenlänge kommen 8 bis 10 Böden. Wandporen sind selten zu beobachten. Sie sind elliptisch, mit einer kurzen Achse von ca. 0,92 mm und einer langen Achse von 0,125 bis 0,155 mm. Die Porenabstände dürften vermutlich über den gesamten Stock, resp. innerhalb der Koralliten selbst, äußerst variabel sein; ermittelte Abstände schwanken zwischen 0,25 und 0,65 mm. Die typisch alveolitischen Korallitenquerschnitte streuen (bei 50 gemessenen Koralliten) mit ihren langen Durchmessern (L) zwischen 0,39 und 0,85 mm; über 60 % der Daten liegen im Intervall zwischen 0,4 und 0,6 mm, der Mittelwert liegt bei 0,59 mm. Die kurzen Korallitendurchmesser (B) liegen zwischen 0,11 und 0,38 mm; 54 % der Daten liegen im Bereich zwischen 0,20 und 0,29 mm, der Mittelwert bei 0,21 mm.

Eine Korrelation von langen und kurzen Korallitendurchmessern ist nicht festzustellen (lin.Korr.: 0,29). Das Verhältnis L/B streut zwischen 1,45 und 4,0, wobei 90 % der Werte zwischen 2,1 und 4,0, mehr als die Hälfte zwischen 2,0 und 3,0 liegen. Eine relativ gute, negative Korrelation (lin. Korr.: -0,68, log. Korr.: -0,71) ergibt sich für die Beziehung B zu (LxB⁻¹).

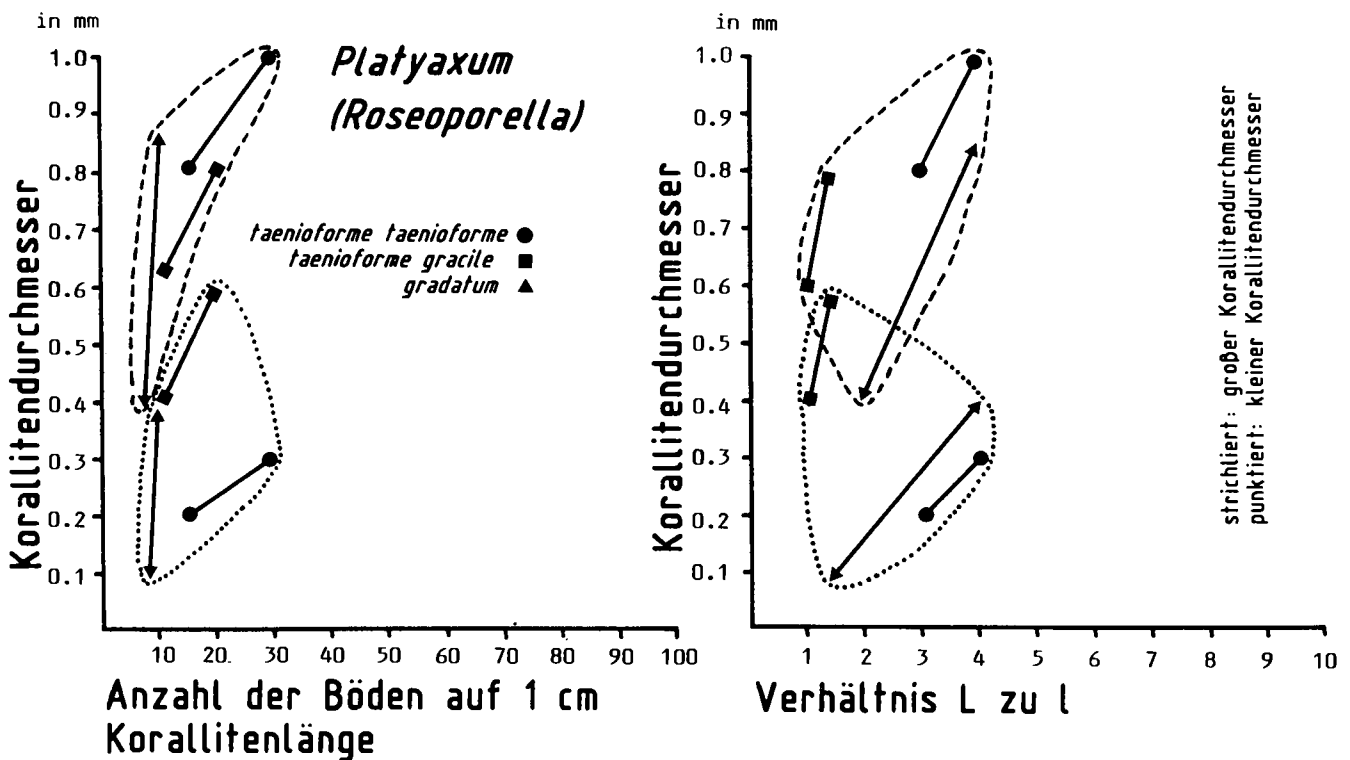


Abb. 2. Vergleich von Meßdaten von *Platyaxum (Roseoporella) taenioforme taenioforme*, *P. (R.) taenioforme gracile* und *P. (R.) gradatum*. L = großer Korallitendurchmesser; l = kleiner Korallitendurchmesser.

Bemerkungen: Die Form zeigt Ähnlichkeiten mit *Platyaxum (Roseoporella) taenioforme* (SCHLÜTER, 1889), aber auch teilweise mit *Pl. (R.) gradatum* (LECOMPTE, 1939). Zieht man in Betracht, daß das signifikante Unterscheidungsmerkmal zwischen den beiden Arten die teilweise extrem schuppige Kelchüberlappung und das höhere Längen/Breitenverhältnis (L/B) von *taenioforme* (mit L/B = 3–4/1) gegenüber *gradatum* (L/B = 1,0–1,5/1) ist, so ist die untersuchte Form der erstgenannten Art nahezustellen. Auffallende Unterschiede zur typischen Art *taenioforme* betreffen die Anzahl der Böden auf 1 cm Korallitenlänge, geringere Wandstärken (auch in ontogenetisch fortgeschrittenen Wachstumsstadien) und die durchschnittlich kleineren Korallitendurchmesser. Diese Unterschiede werden als diagnostische Merkmale von Unterartstatus bewertet. Abb. 2 stellt graphisch Unterschiede signifikanter Meßdaten von *Pl. (R.) taenioforme taenioforme*, *Pl. (R.) taenioforme gracile* und *Pl. (R.) gradatum* gegenüber.

2.2. Familie *Heliolitidae* LINDSTRÖM, 1873

2.2.1. Gattung *Heliolites* DANA, 1846

Vorbemerkungen: Trotz der Merkmalsarmut der Heliolitiden wird selbst die Gattung von verschiedenen Autoren unterschiedlich definiert. Entsprechende Unklarheiten herrschen in der Abtrennung der Arten, bzw. Unterarten bei dieser Fossilgruppe.

Solange keine Revision der Heliolitida des Grazer Paläozoikums anhand größerer Neuaufsammlungen vorliegt, die sowohl auf eine Untersuchung verschiedener Wachstumsstadien (z.B. BONDARENKO, 1975, 1985), intraspezifischer Variationsbreiten (z.B. SCRUTTON, 1989) als auch ökologisch bedingter Wuchsformen, etc. in der taxonomischen Bewertung abzielen müßte (z.Z. sind diese Phänomene teilweise völlig ungeklärt), werden die beschriebenen Heliolitiden drei Morphotypen zugewiesen. Sie zeigen mehr oder weniger deutliche Unterschiede zu den bisher beschriebenen durch FLÜGEL (1956) revidierten Heliolitiden-Formen des Grazer Raumes. Im Folgenden werden diese mit den Grazer Arten, respektive Unterarten (FLÜGEL, 1956, 1963) verglichen und in einer Graphik den bereits bekannten gegenübergestellt.

Die angegebenen Meßdaten wurden nach dem in IVEN (1980, S. 161) gegebenem Schema ermittelt.

Heliolites TYPUS A (Abb. 3)

Beschreibung: Tabularien rund, im Querschnitt 22–28 pro cm². Abstände der Tabularien 0,21 bis 1,25 mm, 1 bis 4 Coenosark-Tubuli zwischen den Tabularien. Durchmesser der Tabularien 1,23 bis 1,45 mm (über 80 % der Messungen im Intervall 1,3 bis 1,4 mm).

Septenlamellen gehen in Septaldorne über. Alternierende Länge der Septen erkennbar, Länge bis etwa 0,5 mm. Septenindex ±0,06. Querschnitte der Tubuli rundlich-polygonal, z.T. auch länglich.

Durchmesser der Tubuli 0,23 bis 0,63 mm (über 80 % der Messungen liegen im Intervall von 0,3 bis 0,4). Im Querschnitt kommen auf 10 mm 4–5 Tabularien, im Längsschliff auf 5 mm 14–15 Tubuli.

Wandstärken der Tabularien 0,05 bis 0,1 mm, Wandstärke der Tubuli 0,04 bis 0,08 mm.

Tabulae gerade. Anzahl in den Tabularien auf 5 mm: 10–15 (meist 12), Abstände 0,21–0,67 mm, Anzahl der Tabulae in Tubuli auf 5 mm: 10–12, Tabulae horizontbeständig über alle Tubuli hinweg, Abstände 0,42–0,58 mm.

Bemerkungen: *Heliolites* TYPUS A zeigt im Längsschnitt relativ dicke Wände, die in ihrer Stärke nicht durch den gesamten Stock hindurch konstant bleiben.

Ein auffallendes Merkmal ist das Vorhandensein von Skelettelementen im Axialbereich der Tabularien, die aus Septal-Lamellen entstehen, welche in Septaldornen übergehen („Columellardornen“ sensu BIRENHEIDE, 1985). Damit ist diese Form zum Typus *Heliolites barrandei* nach H.W. FLÜGEL (1979) zu stellen. Von der Art (Unterart) *barrandei* unterscheidet sich TYPUS A durch eine geringere Anzahl von Tabularien auf ein cm², eine größere Anzahl von Tabulae in den Tabularien und durch weniger Tabulae in den Tubuli. Unterschiede liegen auch in der Ausbildung der Tubuli; die bei TYPUS A sind im Querschnitt runder als bei *barrandei*.

In zwei Tabularien des Schliffes GS3/1 können Unregelmäßigkeiten im Bau festgestellt werden: in den Interseptalräumen sind Tubuli ausgebildet. Diese Strukturen werden als frühe Wachstumsstadien der Tabularien aus dem coenenchymalen Gewebe gedeutet (vgl. Taf. 2, Fig. 4).

Heliolites TYPUS B

(Abb. 3)

Beschreibung: Tabularien rund. Im Querschnitt 12–14 pro cm². Abstände der Tabularien 0,42 bis 1,46 mm, 1 bis 4 Coenosark-Tubuli zwischen den Tabularien.

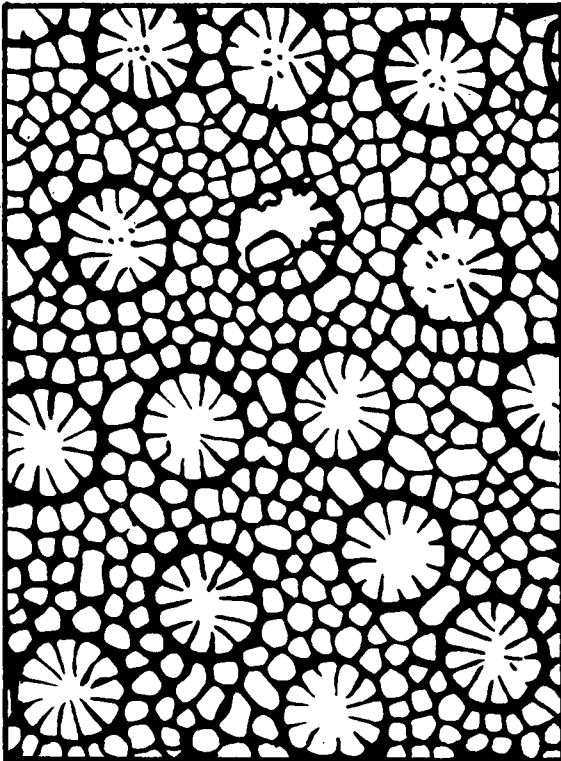
Durchmesser der Tabularien 1,11 bis 1,49 mm (etwa 60 % der Messungen im Intervall 1,28 bis 1,36 mm). Im allgemeinen keine septalen Strukturen erkennbar. In einem Tabularium des Schliffes FA 85 sind Septaldornen erkennbar.

Querschnitte der Tubuli polygonal-eckig, im Längsschnitt streng rechteckig. Durchmesser der Tubuli 0,38 bis 0,51 (50 % der Messungen bei 0,4). Im Querschnitt kommen auf 10 mm 3–5 Tabularien, im Längsschnitt auf 5 mm 10–12 Tubuli.

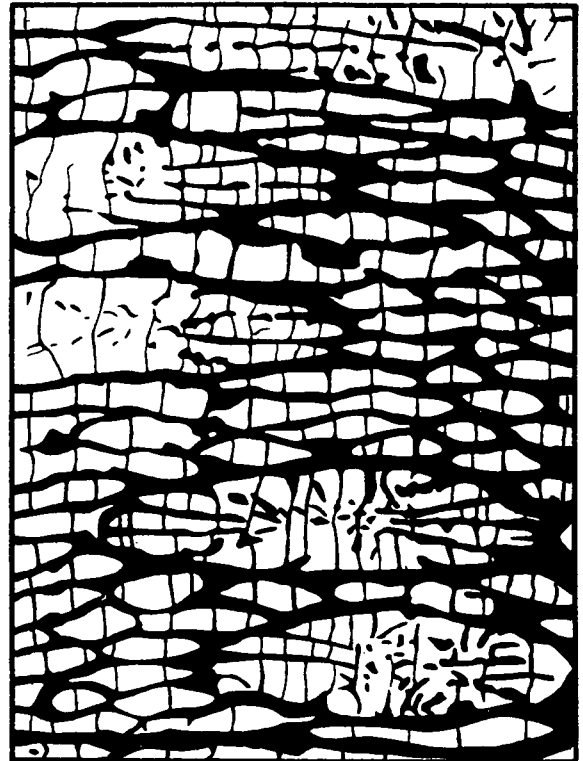
Wandstärke der Tabularien 0,04–0,06 mm, Wandstärke der Tubuli 0,02–0,003 mm.

Tabulae gerade bis leicht gebogen. Anzahl in den Tabularien auf 5 mm: 5–6, Abstände 0,21–1,5 mm. Anzahl der Tabulae in den Tubuli auf 5 mm: 6–11, Abstände 0,25–0,62 mm.

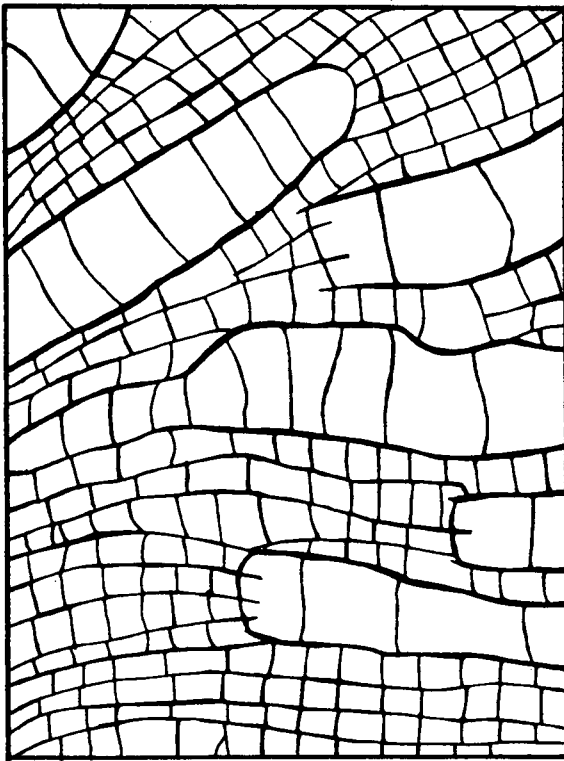
Bemerkungen: *Heliolites* TYPUS B zeigt verhältnismäßig dünne Skelettelemente. Morphologische Ähnlichkeiten ergeben sich am ehesten mit *H. peneckeii*. Unterschiede liegen in der höheren Zahl der Tabulae sowohl in den Tabularien als auch in den Tubuli. In den Tabularien können kleine Septaldornen auftreten, die eine Zuweisung des TYPUS B nach FLÜGEL (1979) zu *H. spongodes* erlauben.



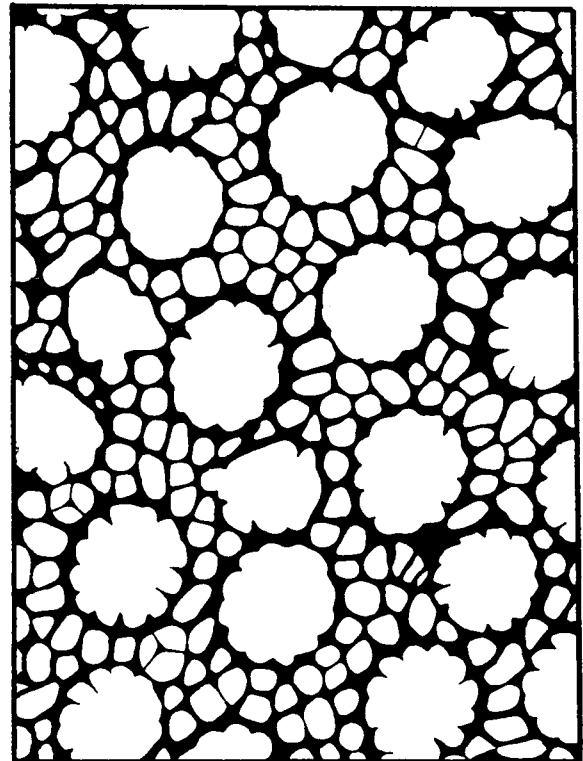
Heliolites-Typus A, Querschnitt



Heliolites-Typus A, Längsschnitt



Heliolites-Typus B, Längsschnitt



Heliolites-Typus C, Querschnitt

Abb. 3.
Darstellung der *Heliolites*-Morphotypen A, B, C.
Vergrößerung 11,5x.

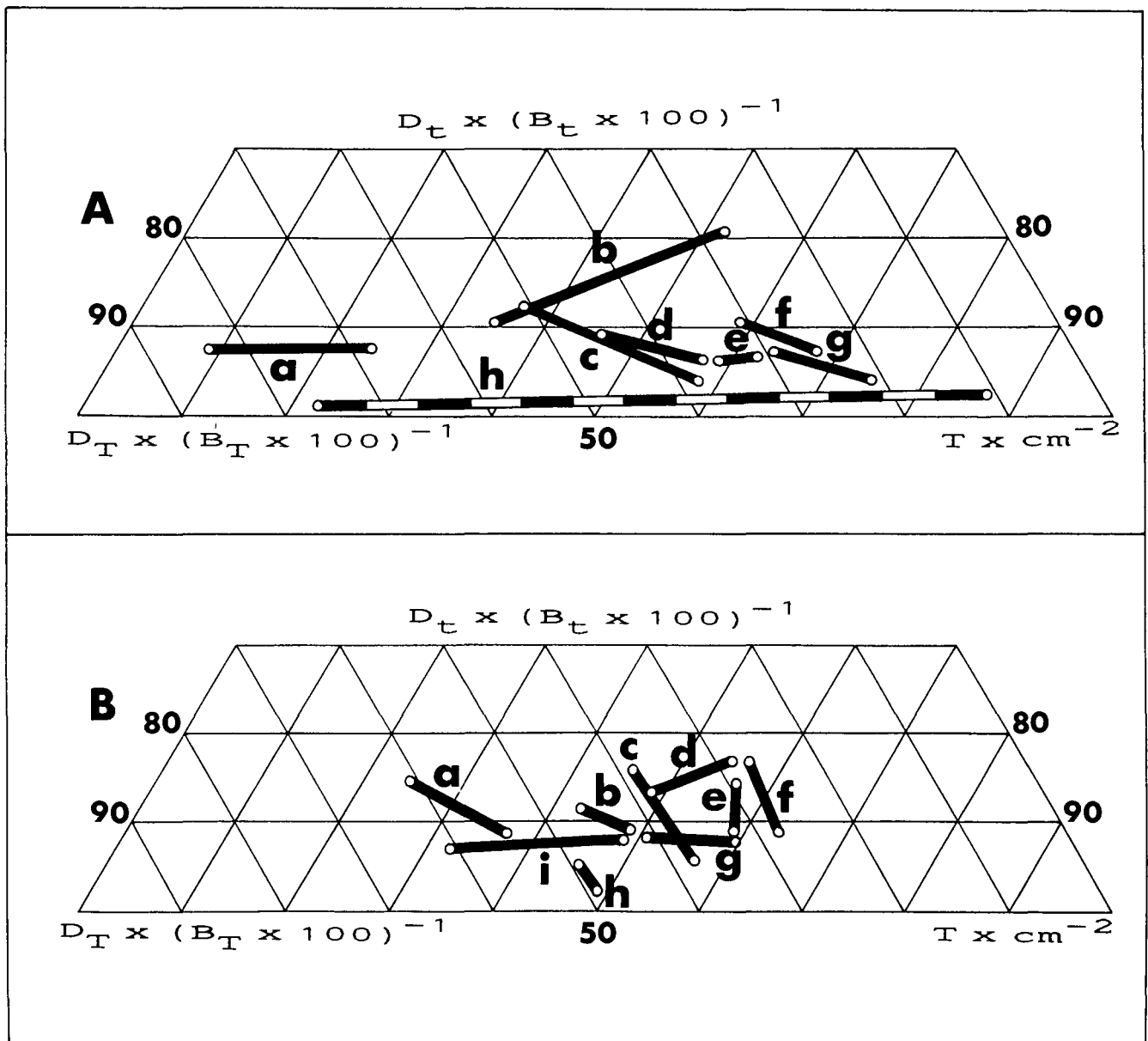


Abb. 4.
Graphische Darstellung von Meßdatenkombinationen von Helioliten aus dem Grazer Paläozoikum (A) und dem Rheinischen Schiefergebirge (B).
T = Tabularien(-Anzahl); D_T = Tabulariendurchmesser; D_t = Tubulidurchmesser; B_T = Tabulaeanzahl in Tabularien auf 5 mm, B_t = Tabulaeanzahl in Tubuli auf 5 mm.

A: Heliolitiden aus dem Grazer Paläozoikum.

e = *Heliolites porosus barrandei* PENECKE 1887, d = *Heliolites porosus repletus* LINDSTRÖM 1899; g = *Heliolites porosus truncicus* WEISSERMEL 1939; h = *Heliolites spongodes spongodes* LINDSTRÖM 1899; a = *Heliolites peneki* FLÜGEL 1963; f = *Heliolites* Typus A; b = *Heliolites* Typus B.

B) Heliolitiden aus dem Rheinischen Schiefergebirge .

b = *Heliolites porosus porosus* GOLDFUSS 1826; a = *Heliolites porosus lindstroemi* ANGELIS D'OSSAT 1899; g = *Heliolites porosus* cf. *khvosceviensis* ZMAEV 1955; c = *Heliolites porosus bilsteinensis* IVEN 1980; i = *Heliolites porosus bergeri* IVEN 1980; h = *Heliolites porosus schladensis* IVEN 1980, d = *Heliolites porosus* ssp. A IVEN 1980; f = *Heliolites porosus* ssp. B IVEN 1980, e = *Heliolites porosus* ssp. C IVEN 1980 .

Heliolites TYPUS C

(Abb. 3)

Von dieser Form ist nur der Schnitt normal auf die Wachstumsrichtung bekannt.

Beschreibung: Tabularien rund, 21–26 pro cm^2 (meist 23 oder 24). Abstände der Tabularien: entweder gleich anstoßend oder bis 0,83 mm, 0 bis 2 Coenosark-Tubuli.

Durchmesser der Tabularien 1,3 bis 1,8 mm (rund 75 % der Messungen liegen im Intervall 1,5 bis 1,7 mm).

Septen fehlen meist oder sind rudimentär entwickelt, stellenweise aber vereinzelt vorhanden. Gemessener Maximalwert: 0,3 mm.

Querschnitte der Tubuli sind rundlich-oval. Durchmesser der Tubuli 0,3–0,5 mm. Das durchschnittliche Verhältnis langer Radius zu kurzer Radius der Tubuliquerschnitte beträgt 1,6–1,7.

Wandstärken der Tabularien 0,04–0,08, Wandstärke der Tubuli 0,02–0,03 mm.

TYPUS A und TYPUS B zeigen, bezogen auf ihren septalen Bau Unterschiede, die nach GALLE (1973) und H.W.

FLÜGEL (1979) auf große taxonomische Differenzen hinweisen.

Nach dem Revisionsvorschlag für diese Gruppe durch H.W. FLÜGEL in FLÜGEL & FLÜGEL (1979, S. 59) wäre TYPUS A der Gattung *Pachycanaliculata* WENTZEL 1895 (definiert durch Formen mit Septallamellen und Septalstacheln), TYPUS B der Gattung *Paraheliolites* THANH 1966 (definiert durch Septalstacheln), zuzuweisen. Ob *Pachycanaliculata* jedoch aufrecht zu erhalten ist, oder die von vielen Autoren vorgenommene Synonymisierung zu *Heliolites* zutrifft, kann nur eine Neuuntersuchung, anhand von Material der Typuslokalität klären. Für den TYPUS C fehlen aussagekräftige Sekundärschliffe, die eine Zuweisung möglich machen würden

Vergleich mit anderen Grazer Helioliten: Ein auf Meßdaten basierender Vergleich der durch H. FLÜGEL (1956, 1963) beschriebenen Grazer Helioliten untereinander mit Einbindung der hier untersuchten Morphotypen A und B wird in Abb. 4A graphisch dargestellt. Für *Heliolites spongodes spongodes* liegen nur wenige Daten vor, daher wurde eine strichlierte Darstellung gewählt. In der gleichen Abbildung (Abb. 4 B) wird eine Darstellung der von IVEN (1980) aus dem Rheinischen Schiefergebirge neu beschriebenen Helioliten gegeben. Anhand vergleichender Meßdatenkombinationen sind kaum Ähnlichkeiten mit den Grazer Formen gegeben.

3. Hartsubstrat-Ichnofossilien

Vorbemerkungen: OEKENTORP (1969) beschrieb in Ecken von Koralliten tabulater Korallen (auch in Stromatoporen) auftretende, helicoidale Wurm Spuren als zu den Serpuliden zu stellendes Genus *Helicosalpinx*. *Helicosalpinx* ist außer seiner feinen, spiralig aufgewundenen Röhre nach OEKENTORP (1969, S. 200) dadurch charakterisiert, daß ihm eigene Wandbildungen fehlen. OEKENTORP nimmt kommensalische, STEL (1976, 1978) parasitische Lebensweise an. Letztgenannter Autor sieht in *Helicosalpinx* ein bohrendes Hartsubstrat-Spurenfossil (sensu SIMPSON, 1975).

Helicosalpinx asturiana OEKENTORP, 1969

(Taf. 2, Fig. 1–3)

- 1955 *Streptindytes* sp. – SOKOLOV, S. 140, Taf. 19, Abb. 3–4.
 1962 *Streptindytes* sp. – GEKKER & USAKOV, S. 460, Abb. 46, Taf. 5, Abb. 9a,b.
 1969 *Helicosalpinx asturiana* n.sp. – OEKENTORP, S. 198–201, Textabb. 10, Taf. 15.
 1976 *Helicosalpinx asturiana* OEKENTORP – STEL, S. 735–736, Abb. 2a,7.
 1978 *Helicosalpinx asturiana* OEKENTORP – STEL, S. 183–185, Abb. 2a,7.

Material: Dünnschliffe SP 5/i bis 5/iv. Ein Handstück; ein etwa 8×5×5 cm großer, von *H. asturiana* befallener Stock von *Favosites* cf. *radiciformis* aus einer Mergelschicht des Profiles St. Pankrazen.

Beschreibung: Schnittlagen normal auf die Wachstumsrichtung des Korallenstockes lassen runde, etwas ovale oder häufig nierenförmige Schnitte der Wurmröhren erkennen. In Längsschnitten können spiralig aufgewundene Gänge mit 4–5 Umgängen pro 1 mm angetroffen werden. Sowohl sinistraler als

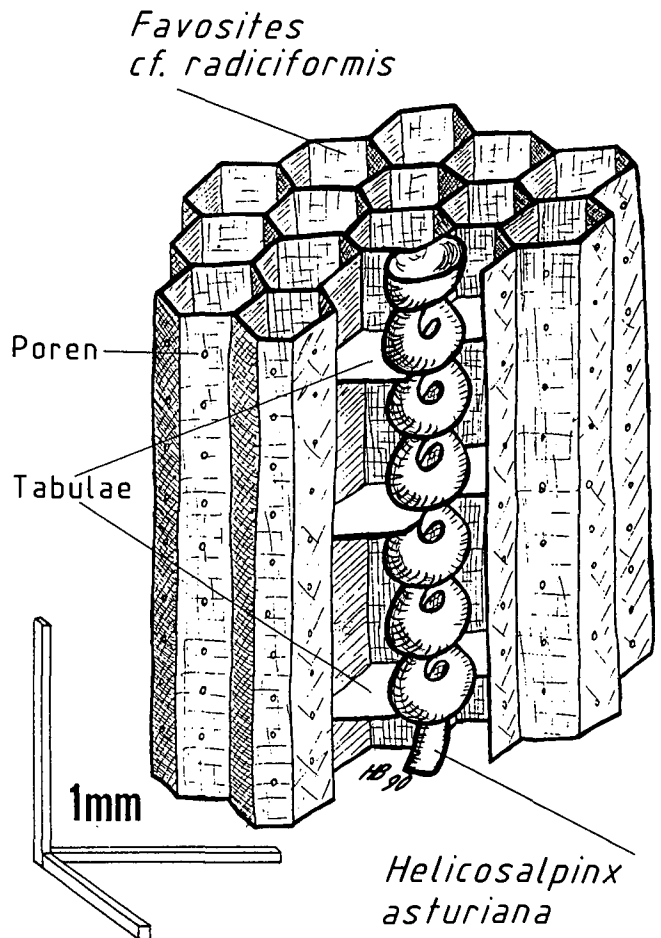


Abb. 5. Raumlage von *Helicosalpinx asturiana* in *Favosites* cf. *radiciformis*.

auch dextraler Windungssinn kommt vor, selbst im selben Individuum.

Der Durchmesser der Röhren beträgt konstant für alle beobachteten Exemplare 0,16 mm. Böden sind nicht vorhanden. Eine Darstellung der Raumlage von *H. asturiana* im untersuchten Material gibt Abb. 5.

Bemerkungen: *H. asturiana* ist im Typusmaterial an die Ecken der Koralliten von *Pachyfavosites polymorphus cronigerus* gebunden. OEKENTORP (1969, S. 200) sieht als „auffallendes Kriterium“, daß diese Form in der Typuslokalität bei Genera und Arten tabulater Korallen zu beobachten ist, die mehr oder weniger dicke Wände aufweisen. Die Lage der Röhren von *H. asturiana* scheint aber durch die Korallitendurchmesser, bzw. die Wandstärken der jeweiligen Wirtskolonien determiniert zu werden. STEL (1976, 1978) beschreibt *H. asturiana* aus *Alveolites tischnoffi* in den Koralliten. Diese Lage entspricht auch der hier untersuchten an *Favosites* cf. *radiciformis*.

Nach STEL (1976, 1978) gibt das spiralige Wachstum Hinweise auf die Wachstumsrate des Wirtes. Langsamem Wachstum ist eine spiralige, mittlerem eine gerade und stark forciertem eine überwachsene Wurmröhre zuordbar (STEL, 1976, S. 735, 1978, S. 184). Alle diese drei erwähnten Wuchstypen sind im vorliegenden Material nachweisbar; gerades Wachstum von *Helicosalpinx*-Röhren ist untergeordnet vertreten. Die Lage der *Helicosalpinx*-Röhren ist im untersuchten Material stets an die unmittelbare Nähe der Korallitenwände gebunden, wobei diese durch den schrau-

benartigen Röhrenbau durchbrochen werden (Abb. 5, Taf. 2, Fig. 1). Somit kommt den Röhren eine marginale Position der jeweils betroffenen Polypen zu. Die Tatsache, daß betreffende Koralliten unbeeinflusste Wand- und Tabulae-Entwicklung und keinerlei "Abwehr"reaktionen aufweisen, läßt Parasitismus unwahrscheinlich werden. Die Deutung einer gleichen Ernährungsweise der Röhrenbewohner und Polypen erscheint mit OLIVER (1983, S. 272) für den untersuchten Fall plausibel.

Der rasterelektronenmikroskopische Vergleich von *Helicosalpinx* und *Favosites* läßt – bei Vorbehalt neomorpher Umbildung – Unterschiede im Feinbau erkennen, die sich im wesentlichen auf einen orthogonalen zweischichtigen Wandbau bei *Favosites* und einen einschichtigen bei *Helicosalpinx* beziehen.

Stratigraphische und geographische Verbreitung der Ichnospezies:

- Turkestan: Ludlov (SOKOLOV, 1955, GEKKER & USAKOV, 1962).
- UdSSR: Eifel, Kuzbass (DUBATOLOV, 1959).
- Spanien: Givet, Rio de Perán (OEKENTORP, 1969).
- Spanien: tieferes Ems, Colle (STEL, 1976, 1978).
- Holland: Erratika aus dem Ordovizium und Silur (STEL, 1976, 1978).
- Deutschland: Eifel/Untergivet, Eifel (BIRENHEIDE, 1985).

Bemerkungen zu *Favosites* cf. *radiciformis* FRECH(?) 1885 (Taf. 2, Fig. 3): Eine genaue Beschreibung von *F. radiciformis* FRECH gibt SCHOUPE (1954, S. 21–24) in seiner Revision tabulater Korallen des Grazer Paläozoikums. Diagnostische Merkmale sind (vgl. auch FRECH, 1885, S. 949f) dünne Zellwän-

de, feine, polygonale Röhren mit Durchmessern um 0,3 mm und horizontale Böden.

Ein Vergleich mit den Typoiden der SCHOUPE'schen Revision zeigt weitgehende Übereinstimmung mit dem von *H. asturiana* befallenen Exemplar. Signifikante Unterschiede beziehen sich lediglich auf die Anzahl der Böden auf 1 mm Korallitenlänge: 2 bis 3 Tabulae stehen etwa 5 von *F. radiciformis* nach SCHOUPE (1954, S. 22) gegenüber.

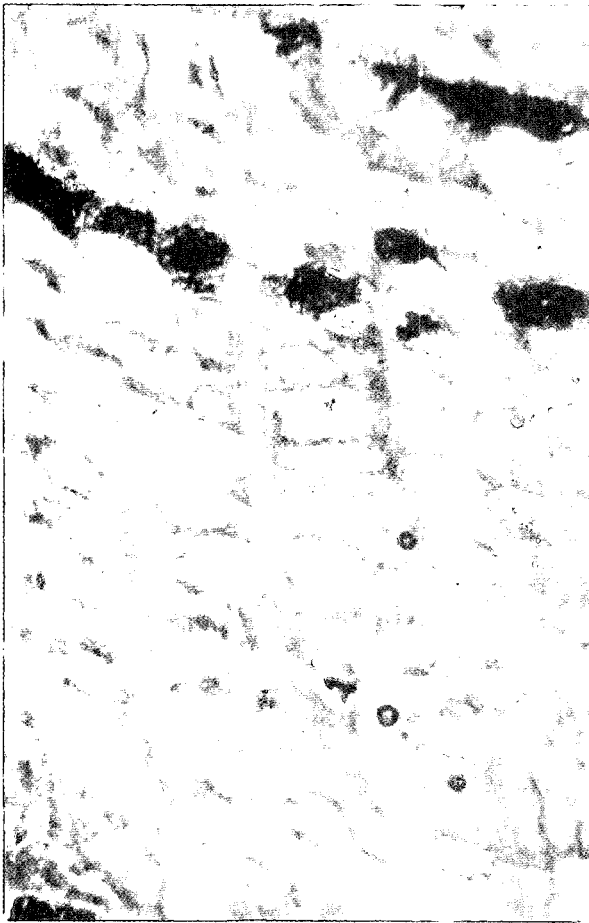
Offen bleibt die Frage einer denkbaren ökologischen Indikation der Tabulaeabstände, bedenkt man, daß oben beschriebenes Exemplar aus einer Mergellage (Karbonatgehalt 68 %) stammt. Exemplare, die *F. radiciformis* sensu SCHOUPE (1954) zuzuweisen sind (also entsprechend engständige Tabulae aufweisen), sind an ± reine Kalke (z.B. Tyrnaueralm, Profilbank 43, vgl. HUBMANN, 1990b) gebunden.

Dank

Die Arbeit entstand im Rahmen des vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützten Projektes P 7004, „Paläobiogeographische und biostratigraphische Untersuchungen an paläozoischen Korallen des Tethysraumes“ Für Unterstützung bei der Arbeit, wertvolle Hinweise, Diskussion und Durchsicht des Manuskriptes danke ich Herrn Univ.-Prof.Dr. H.W. FLÜGEL sehr herzlich. Den Herren Ing. H. WALTINGER und Ch. ELIS vom Zentrum für Elektronenmikroskopie und Feinstrukturforschung, Graz, danke ich für die Herstellung von REM-Aufnahmen. Die Schreibarbeiten übernahm dankenswerterweise Frau A. KRIEGER.

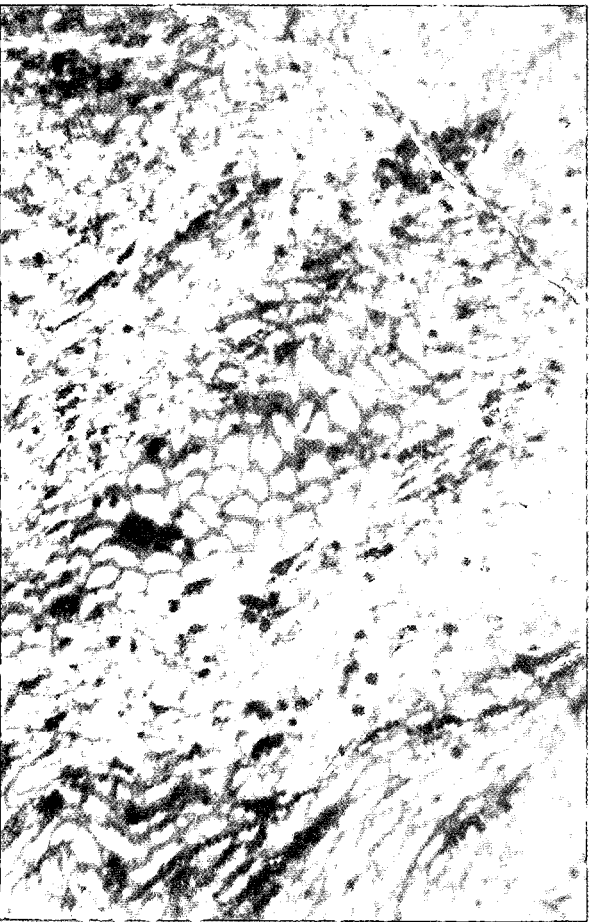
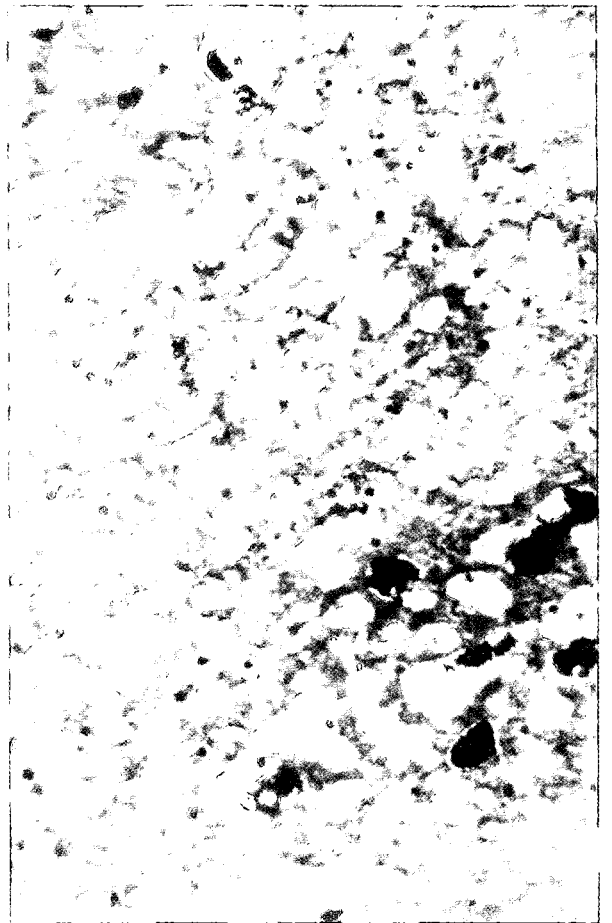
Tafel 1

- Fig. 1: **Längsschnitt von *Squameoalveolites robustus* mit deutlich verdickten Korallitenwänden und Squamulae-Bildungen.**
Schliff HÖ 1/1. Balkenlänge 5 mm.
- Fig. 2: **Querschnitt von *Squameoalveolites robustus*.**
Schliff HÖ 1/2. Balkenlänge 5 mm.
- Fig. 3: ***latyaxum* (*Roseoporella*) *taenioforme gracile* n. ssp.**
Korallitenquerschnitte in der Bildmitte zeigen typisch alveolitide Form.
Schliff HÖ 4/4. Balkenlänge 5 mm.
- Fig. 4: ***Platyaxum* (*Roseoporella*) *taenioforme gracile* n. ssp.**
Schliff HÖ 4/1. Balkenlänge 5 mm.



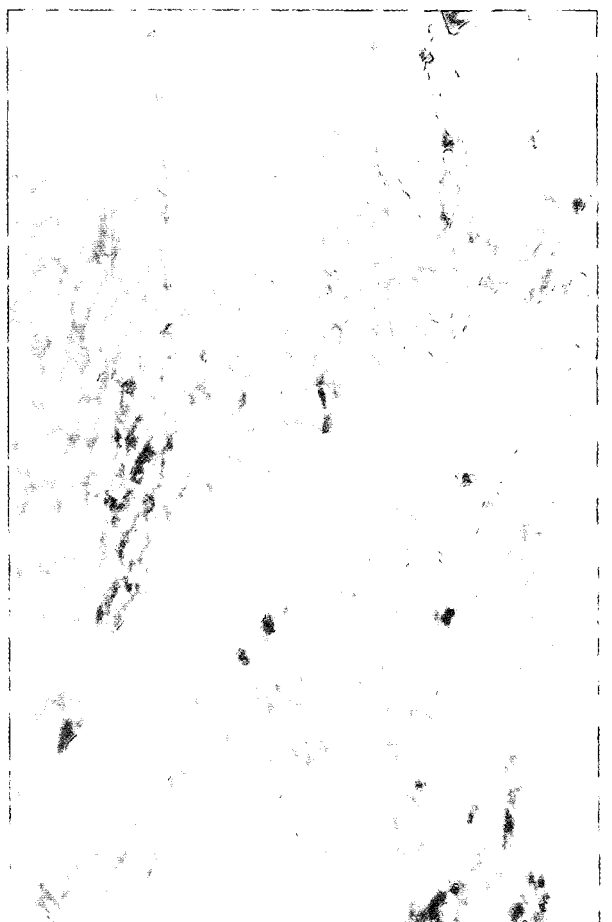
1

2



3

4



Tafel 2

Fig. 1: **Längsschnitt von *Helicosalpinx asturiana*.**
Schliff SP 2/3. Balkenlänge 1 mm.

Fig. 2: **Querschnitt von *Helicosalpinx asturiana*.**
Schliff SP 2/2. Balkenlänge 1 mm.

Fig. 3: **Längsschnitt von *Favosites cf. radiformis* mit *H. asturiana* im Bild links oben.**
Schliff SP 2/3. Balkenlänge 5 mm.

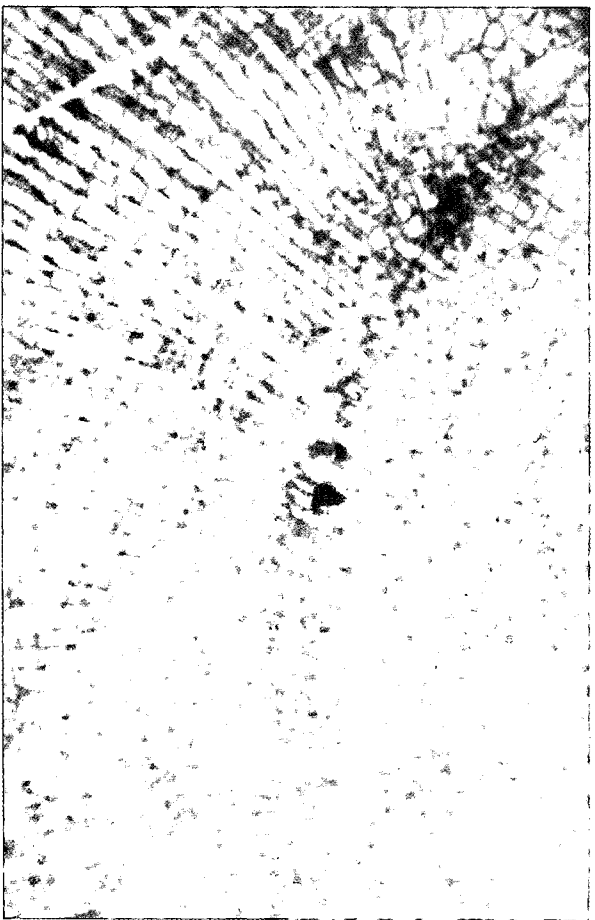
Fig. 4: **Tabulariumquerschnitt von *Heliolites* Typ A mit Tubuli in den Interseptalräumen.**
Schliff GS 3/1. Balkenlänge 2 mm.



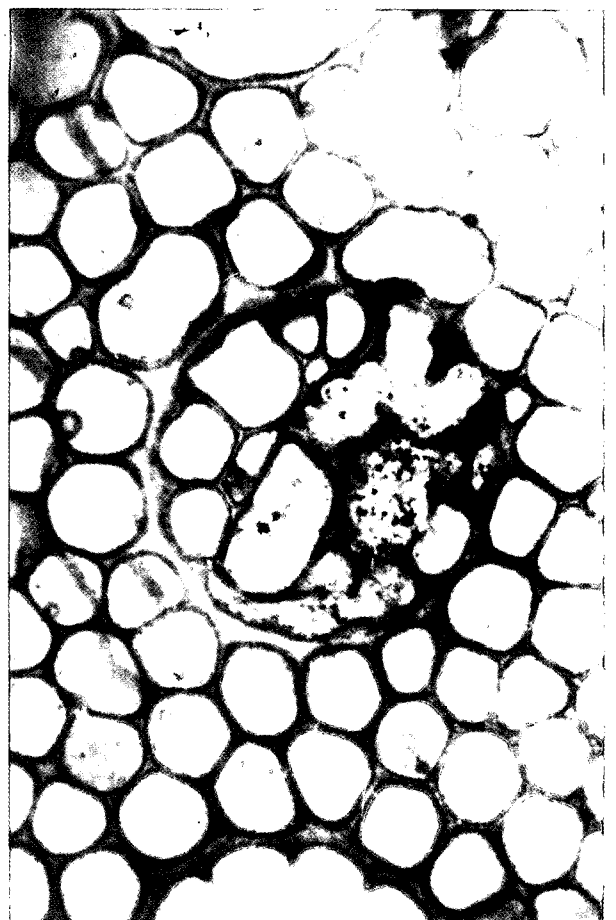
1



2



3

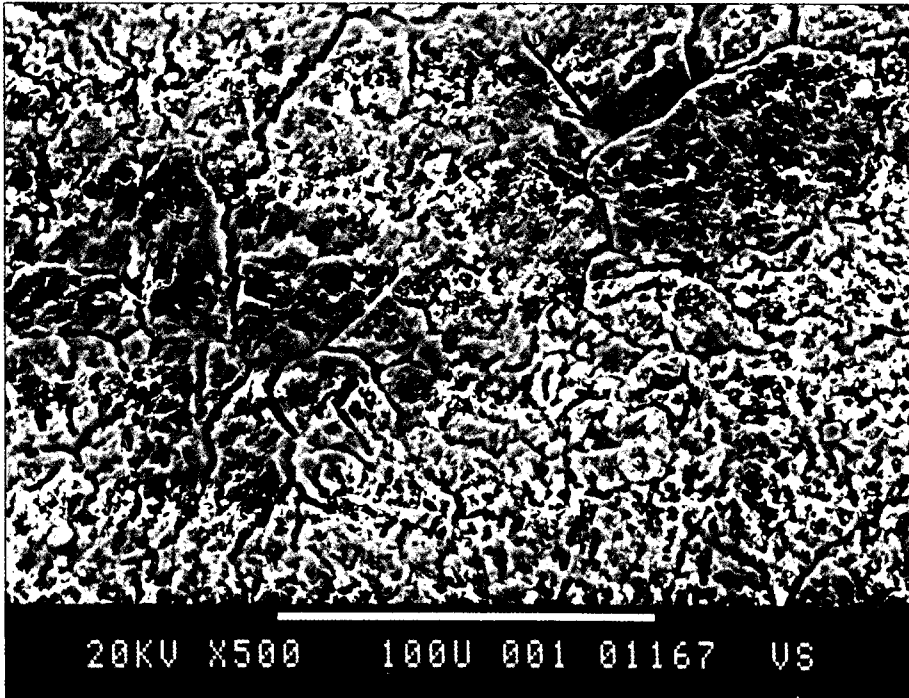


4

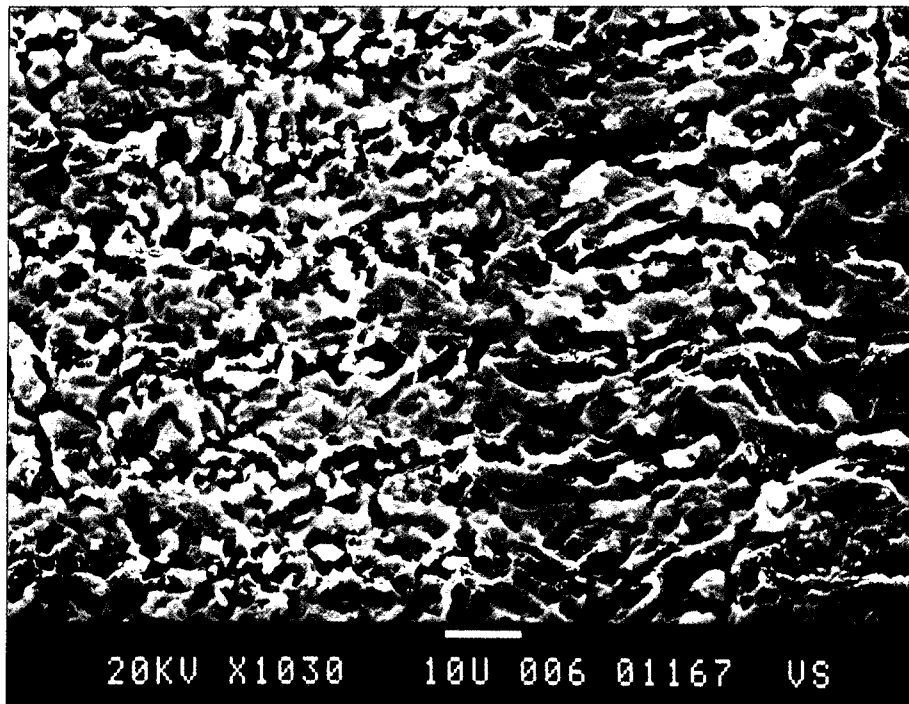
Tafel 3

- Fig. 1: **REM-Aufnahme der Wandbildungen von *Helicosalpinx asturiana*.**
An den Bildrändern links unten und rechts oben die Röhrenquerschnitte.
Balkenlänge 100 μm .
- Fig. 2: **REM-Aufnahme der Korallitenwand von *Favosites cf. radiformis* mit orthogonaler Struktur.**
Balkenlänge 10 μm .

1



2



Literatur

- ANGELIS D'OSSAT, G.: Il gen. *Heliolites* nel Devoniane delle Alpi Carniche Italiana. – Boll. Soc. Geol. Ital., **18**, 33–40, Abb. a-c, Rom 1899.
- BIRENHEIDE, J.: Chaetetida und tabulate Korallen des Devons. – Leitfossilien 3, 249 S., 87 Abb., 2 Tab., 42 Taf., 1 Beil., Berlin-Stuttgart (Borntraeger) 1985.
- BONDARENKO, O.B.: Ob astogeneticheskome metode i zucheniya kolonialnykh Kisechnopolostnykh (na primere gelio-litoitey). – Paleont. Zhurn., **1975/2**, 17–27, Moskau 1975.
- BONDARENKO, O.B.: Izmenchivost i morfogeneza posdnesi luriyskikh geliolitoidey Paraheliolites – Pach yhelio-plasma iz Podolskogo Pridnestrovyia. – Paleont. Zhurn., **1985/2**, 22–30, Moskau 1985.
- BYRA, H.: Revision der von CL. SCHLÜTER (1880–1889) beschriebenen Chaetetida und Tabulata aus dem Rheinischen Devon. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **59**, 127 S., 1 Abb., 1 Tab., 23 Taf., Frankfurt a. M. 1983.
- DANA, J.G.: „Zoophytes“. – In: United States exploring expedition during the years 1838–1842 under the command of CHARLES WILKES, V.S.N., 740 S., 61 Taf., (Atlas), Washington 1846–1849.
- DAVIS, W.J.: Kentucky fossil corals – A monograph of the fossil corals of the Silurian and Devonian rocks of Kentucky, Part II. – Kentucky Geol. Surv., 4 S., 139 Taf., Louisville 1887.
- DUBATOLOV, V.N.: Tabuljaty, geliolitidy i chaetetidy Silura i Devona Kuzneckogo bassenja. – Tr. Sves. neft nauc.-issled. geol.-razved. Inst., **139**, 472 S., 16 Abb., 11 Tab., 88 Taf., Leningrad 1959.
- DUBATOLOV, V.N.: Pozdesilurijskie i devonskie tabuljaty, geliolitidy i chetetidy Kuzneckogo bassejna. – Izd. Akad. nauk SSSR, Moskau 1963.
- DUNCAN, P.M.: Third report on the British fossil corals. – Rep. 41st Meet. brit. Assoc. Advance Sci. Edinburgh 1871, 116–137, Edinburgh 1872.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL, H.W.: Tabulata, Sclerospongia und Stromatopora aus dem Devon von Menorca. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **70**(1977), 49–73, 1 Abb., 6 Taf., Wien 1979.
- FLÜGEL, H.: Revision der ostalpinen Heliolitina. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, **17**, 55–102, 4 Abb., 7 Tab., 4 Taf., Graz 1956.
- FLÜGEL, H.: *Heliolites* (*H.*) *penecke* nom. nov. pro *Heliolites* (*H.*) *exiguus* H. FLÜGEL 1956 non E. BILLINGS 1865. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **93**, S.301, Graz 1963.
- FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Palaont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. 1, 288 S., 6 Abb., 4 Tab., Graz 1975.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: STEIERMARK. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark, 1 : 200. 000. – Geologie der österr. Bundesl., 127 S., 28 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- FRECH, F.: Nachtrag zur „Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland“. – Z. dt. Geol. Ges., **37**, 946–958, 16 Abb., Berlin 1885.
- GALLE, A.: Family Heliolitidae from the Bohemian Palaeozoic. – Sb. Geol. Ved. Paleont., **15**, 7–48, 9 Abb., 12 Taf., Prag 1973.
- GEKKER, R. F. & USAKOV, B.V.: Cervi (Vermes). – In: SOKOLOV, B.S.: Gubki, Archeociaty, Kisechnopolostnyye, Cervi. – In: ORLOV, J.A.: Osnovy Paleontologii. – Izd-vo Akad. Nauk SSSR, 435–463, 46 Abb., Taf. 1–5, Moskau 1962.
- GOLDFUSS, G. A.: Petrefacta Germaniae. Erster Theil. – 2. Aufl., 234 S., 71 Taf., Leipzig 1862.
- HILL, D.: Tabulata. – In: TEICHERT, C. (Ed.): Treatise on invertebrate paleontology, Part F, Coelenterata. Suppl. **1**(1–2), Rugosa and Tabulata, F 430–F 762, Abb. 284–762, Boulder, Colorado, Lawrence 1981.
- HLADIL, J.: The Genus *Calliopora* SCHLÜTER (tabulate corals) from the Devonian of Moravia. – Věstn. ústred. Ust. geol., **56/3**, 157–168, 2 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Prag.
- HUBMANN, B.: Udoteaceen (Grgünalgen) aus dem Grazer Paläozoikum/Österreich (Barrandeikalke, Eifelium). – Facies, **22**, 147–158, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Erlangen 1990a.
- HUBMANN, B.: Die Fazies der Barrandeikalke (Grazer Paläozoikum). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 243 S., Graz 1990b.
- IVEN, Ch.: Alveolitiden und Heliolitiden aus dem Mittel- und Oberdevon des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – Palaeontogr. Abt. A., **167/4–6**, 121–179, 29 Abb., 4 Tab., Taf. 1–15, Stuttgart 1980.
- LAMARCK, J.B.: Système des animaux sans vertèbres, etc. – 432 S., Paris 1801.
- LECOMPTE, M.: Les tabulés du Devonien moyen et supérieur du bord du bassin de Dinant. – Mém. Mus. roy. Hist. Natur. Belg., **90**, 229 S., 1 Tab., 23 Taf., Brüssel 1939.
- LINDSTRÖM, G.: Nagra anteckningar om Anthozoa tubulata. – Öfvers. Kongl. Vet.-Akad. Förhandl., **30/4**, 3–20, Stockholm 1873.
- LINDSTRÖM, G.: Remarks on the Heliolitidae. – Kongl. Svenska Vet.-Akad. Handl., **32/2**, 140 S., 12 Taf., Stockholm 1899.
- MILNE-EDWARDS, H. & HAIME, J.: A monograph of the British fossil corals. First Part. Introduction, etc. – Palaeontograph. Soc. London, **3/2**, 72 S., 11 Taf., London 1850.
- MIRONOVA, N.V.: Novye rody tabuljat. – In: Materialy po stratigrafii i paleontologii Sibiri. – Tr. Sibirsk. nauc.-issled. Inst. (geol. geofiz. mineral. Syr'ja), **84**, 85–87, Novosibirsk 1969.
- NOWINSKI, A.: Tabulata and Chaetetida from the Devonian and Carboniferous of Southern Poland. – Palaeont. Pol., **35**, 125 S., 21 Abb., 27 Taf., Warschau-Krakau 1976.
- OEKENTORP, K.: Kommensalismus bei Favositiden. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **12**, 165–217, 10 Abb., Taf. 13–16, Münster i. W. 1969.
- OLIVER, W.A.: Symbioses of Devonian rugose corals. – Mem. Ass. Australas. Palaeontols., **1**, 261–274, 7 Abb., Sidney 1983.
- PENECKE, K.A.: Über die Fauna und das Alter einiger paläozoischer Korallriffe der Ostalpen. – Zt. dt. Geol. Ges., **39**, 267–276, Taf. 20, Berlin 1887.
- PRADACOVA, M.: Čeled Favositidae z celechovského devonu. – Rozpr. Ces. Akad. Věd, R. mat. přír. Věd., **48/35**, 1–24, Prag 1938.
- SARDESON, F.W.: Über Beziehungen der fossilen Tabulaten zu den Alcyonarien. – N. Jb. Mineral. Geol. Palaeont., Beil.-Bd. **10**, 249–362, 42 Abb., Stuttgart 1896.
- SCHOUPPE, A.: Revision der Tabulaten aus dem Paläozoikum von Graz. Die Favositen. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, **12**, 3–40, 2 Taf., Graz 1954.
- SCHLÜTER, C.: Anthozoen des rheinischen Mitteldevon. – Abb. Geol. Spec. – Kt. Preussen thüring. Staaten, **8/4**, 259–465, 16 Taf., Berlin 1889.
- SCRUTTON, C.T.: Intracolony and intraspecific variation in tabulate corals. – Mem. Ass. Australas. Palaeontols., **8**, 33–43, 4 Abb., Sidney 1989.
- SIMPSON, S.: Classification of trace fossils. – In: FREY, W. (Ed.): The Study of trace fossils. – 39–54, Berlin (Springer) 1975.
- SOKOLOV, B.S.: Tabuljaty paleozoja Evropejskoj casti SSSR. Obscic voprosy sistematiki i istorii razvitija Tabuljat (s charakteristikoj morfologiceski blizkich grupp). – Trudy VNIGRI, nov. ser., **85**, 527 S., 82 Abb., 90 Taf., Moskau – Leningrad 1955.

- SPRIESTERSBACH, J.: Beitrag zur Kenntnis der Fauna des rheinischen Devon. – Jb. Preuss. Geol. L.-A., **55**(1934), 475–525, 3 Abb., Taf. 41–50, Berlin 1935.
- STEL, J. H.: The Paleozoic hardsubstrate trace fossil *Helicosalpinx*, *Chaetosalpinx* and *Torquaysalpinx*. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976**/12, 726–744, 13 Abb., Stuttgart 1976.
- STEL, J.H.: The Paleozoic hardsubstrate trace fossil *Helicosalpinx*, *Chaetosalpinx* and *Torquaysalpinx*. – In: STEL, J.H.: Studies of the palaeobiology of favositids. – Diss. Rijksuniv. Groningen, 247 S., Groningen 1978.
- TCHERNYCHEV, B.B.: Silurijskie i devonskie Tabulata i Heliolitida okrain Kuzneckogo uglenosnogo bassenja. – Izd. Gostoptechizdat, 104 S., 26 Taf., Moskau 1951.
- THANH, T.-D.: Nouveaux genre et sous-genre chez les coelentérés tabulomorphes Devoniens du Nord Vietnam. – Acta Sci. Vietnam. Sect. Sci. Biol. Géol., **1**, 23–32, 2 Abb., 1 Taf., Seoul 1966.
- WEISSERMEL, W.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie, Paläontologie und Petrographie der Umgebung von Konstantinopel. 3. Obersilurische und devonische Korallen, Stromatoporida und Trepostome von der Prinzeninsel Antirovitha und aus Bithynien. – Abh. Preuß. Geol. L.-A., N.F., **190**, 131 S., 10 Abb., 1 Tab., 15 Taf., Berlin 1939.
- WENTZEL, J.: Zur Kenntnis der Zoantharia Tabulata. – Denkschr. Kaiserl. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., **62**, 479–516, 5 Taf., Wien 1895.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 19. November 1990.

Zur Petrographie, Röntgenographie und Geochemie der Eisenhutschiefer (Gurktaler Alpen)

Von FRANZ KERNER & JÖRG LOESCHKE*

Mit 9 Abbildungen

*Kärnten
Steiermark
Gurktaler Decke
Eisenhutschiefer
Mineralogie
Geochemie*

Österreichische Karte 1 : 50 000
Blatt 184

Inhalt

Zusammenfassung	53
Abstract	53
1. Einleitung	54
2. Petrographie und Röntgenographie der Eisenhutschiefer	54
2.1. Methodik und Aufbereitung	54
2.2. Violette Aschentuffe	54
2.3. Hyaloklastite	58
2.4. Lapillituffe	59
2.5. Grüne Tuffite	59
2.6. Grüne Schiefer	59
2.7. Metamorphose	60
3. Geochemie der Eisenhutschiefer	60
3.1. Sekundäre Stoffverschiebungen	60
3.2. Einfluß epiklastischer Beimengungen	60
3.3. Klassifikation	61
4. Geotektonische und petrogenetische Schlußfolgerungen	61
Dank	63
Literatur	63

Zusammenfassung

Die Eisenhutschiefer der Gurktaler Decke bestehen im Bereich des Eisenhutes aus leicht metamorphen violetten Aschentuffen, dunkelgrünen Hyaloklastiten und grünen Tuffiten, in die an einer Stelle ein Gang basaltischer Zusammensetzung eingedrungen ist. Der Mineralbestand der Tuffe und Hyaloklastite besteht in unterschiedlichen Anteilen aus Albit, Chlorit (Fe-reicher Rhipidolith), Hämatit, Magnetit, Rutil, Quarz, Serizit, Siderit, Apatit, Epidot und Illit. Die Ausgangszusammensetzung der Schmelze, die die Tuffe, Hyaloklastite und den Gang geliefert hat, war alkali-olivin-basaltisch. Eine Kristallisation von Olivin, Plagioklas und Klinopyroxen, die im Laufe der Differentiation in der Magmakammer einsetzte, läßt sich aus einem Ti-Zr-Diagramm ablesen. Eine daran anschließend einsetzende Kristallisation von Magnetit spielte bei der Bildung der violetten Aschentuffe eine wichtige Rolle. Phreatomagmatische Prozesse waren für die Bildung der Pyroklastite und Hyaloklastitströme mit verantwortlich. Große Teile der Schmelze erstarrten als Gesteinsglas, das aufgrund der Palagonitisation in Chlorit umgewandelt wurde. Damit waren sekundäre chemische Austauschprozesse verbunden, während welcher sich der jetzt vorliegende spilitsche Mineralbestand bildete. Die Eisenhutschiefer sind Förderprodukte von Intraplatten-Basalten, die wahrscheinlich während des Silurs in einem Dehnungsbereich auf gedünnter kontinentaler Kruste auftraten. Es könnte sich hierbei um einen von einem Flachmeer überfluteten kontinentalen Graben oder um einen passiven Kontinentrand gehandelt haben.

Petrography, X-Ray Investigations and Geochemistry of the Eisenhutschiefer Series (Gurktal Alps, Carinthia)

Abstract

In the vicinity of the Eisenhut Mountain (Gurktal Nappe, Eastern Alps) the Eisenhutschiefer-Series consists of weakly metamorphosed lilac-coloured ash tuffs, dark-green hyaloclastites and green tuffites which are cut through in one place by a dike of basaltic composition. Mineralogically the tuffs and hyaloclastites consist of albite, chlorite (Fe-rich ripidolite), hematite, ma-

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Min. FRANZ KERNER, Institut für Mineralogie, Eberhard-Karls-Universität, Wilhelmstraße 56, D-7400 Tübingen 1; Univ.-Prof. Dr. JÖRG LOESCHKE, Institut für Geologie und Paläontologie, Eberhard-Karls-Universität, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen 1.

gnetite, rutile, quartz, sericite, siderite, apatite, epidote and illite. The melt which yielded the tuffs, the hyaloclastites and the dike had an alkali-olivine basaltic composition. A Ti-Zr diagram shows that crystallization of olivine, plagioclase and clinopyroxene took place during differentiation in the magma chamber. After that crystallization of magnetite occurred which played an important part during the formation of the lilac-coloured ash tuffs. Phreatomagmatic processes were partly responsible for the formation of the tuffs and hyaloclastites. Greater amounts of the melt solidified as glass which was altered into chlorite during palagonitization later on. Secondary chemical alterations were connected with these processes and a spilitic mineral assemblage was formed. The Eisenhutschiefer-Series is the result of intra-plate volcanic activity which occurred in a tensional tectonic regime on thinned continental crust during the Silurian. The tectonic regime may have been similar to a continental rift system flooded by the sea or to a passive continental margin.

1. Einleitung

Im Rahmen einer Neubearbeitung der altpaläozoischen Vulkanite der Gurktaler Alpen im Bereich des Nock-Gebietes und der Turracher Höhe (MULFINGER, 1986; GIESE, 1988; KLEFE, 1988) wurden auch die Eisenhutschiefer mineralogisch-petrographisch untersucht. Die Untersuchungen sollten die Arbeiten von STOWASSER (1956), BECK-MANNAGETTA (1959), PISTOTNIK (1980) und NEUBAUER & PISTOTNIK (1984) ergänzen.

Im Bereich des Eisenhutes (Abb. 1) liegt über dem mittelostalpinen Kristallin (Glimmerschiefer und Orthogneise) transgressiv das Stangalm-Mesozoikum. Darüber folgt die Überschiebung der oberostalpinen Gurktaler Decke. Letztere umfaßt das Turracher Oberkarbon, den Gurktaler Quarzphyllit und die Eisenhutschiefer. Die Gurktaler Decke wird in zwei Teildecken untergliedert und zwar in die tiefere, höher metamorphe Murauer Decke und die höhere, niedriger metamorphe Stolzalpen-Decke (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984). Ein Rest der Murauer Teildecke, die sogenannte Phyllonit-Zone (PISTOTNIK, 1980, siehe Abb. 1), konnte in dem untersuchten Gebiet trotz sorgfältiger Kartierung nicht nachgewiesen werden. Die Eisenhutschiefer gehören zur Stolzalpen-Decke. Es wurden 24 Proben geochemisch auf Haupt- und Spurenelement-Gehalte mit der Röntgenfluoreszenz-Analyse nach den Methoden von NORRISH & CHAPPEL (1977) und 6 Proben röntgenographisch untersucht. Die Untersuchungen erfolgten im Rahmen einer Diplomarbeit, die von F. KERNER (1990) angefertigt und von J. LOESCHKE vergeben und betreut wurde.

2. Petrographie und Röntgenographie der Eisenhutschiefer

Wie aus Abb. 2 hervorgeht, liegt über dem Stangalm-Mesozoikum tektonisch das Oberkarbon. Dieses wird vom Gurktaler Quarzphyllit überschoben. Die Eisenhutschiefer liegen durch eine Überschiebung getrennt auf dem Quarzphyllit und stellen die höchste tektonische Einheit dar. Da sie wahrscheinlich ein silurisches Alter haben (HÖLL, 1970; NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984), muß das Oberkarbon im untersuchten Gebiet in inverser Position unter die Quarzphyllite und Eisenhutschiefer eingefaltet und überschoben worden sein. Die Eisenhutschiefer selbst zeigen allerdings an zwei Stellen aufgrund von Gradierungen in den violetten Aschentuffen eine normale Lagerung an. Ob diese normale Lagerung für die ganze Abfolge der Eisenhutschieferserie gilt, ist unklar, da die Eisenhutschiefer stellenweise isoklinal verfaltet sind. Die Abfolge ist mit Sicherheit tektonisch reduziert, so daß keine Originalmächtigkeiten angege-

ben werden können. Hinsichtlich der Abfolge der variskischen und alpidischen Deformationen wird auf von GOSEN (1982) und von GOSEN et al. (1985) verwiesen.

Die Eisenhutschiefer bestehen aus schwach metamorph überprägten Tuffen und Tuffiten, innerhalb welcher man violette Aschentuffe, Lapillituffe, Hyaloklastite und grüne Tuffite unterscheiden kann. Laven treten nicht auf. Der Eisenhut zeigt somit einen Ausschnitt aus einem ehemaligen Vulkangebäude, das überwiegend aus Pyroklastiten besteht. Die Eisenhutschiefer sind durchwegs sehr feinkörnig ausgebildet. Eine Bestimmung ihrer mineralogischen Zusammensetzung an Hand von Dünnschliffen ist deshalb nur sehr schwer möglich. Röntgenbeugungsaufnahmen von Gesteinspulvern bieten dagegen zum einen die Möglichkeit, die gesteinsbildenden Minerale zu bestimmen. Zum anderen kann man mit Hilfe solcher Diffraktometer-Aufnahmen die genaue chemische Zusammensetzung der bestimmten Mineralphasen ermitteln.

2.1. Methodik und Aufbereitung

Die röntgenographische Untersuchung der Eisenhutschiefer wurde mit Hilfe eines Röntgendiffraktometers in Bragg-Brentano-Geometrie durchgeführt. Die Messung erfolgte mit monochromatischer Cu-K α -Strahlung. Zur Unterdrückung der Fluoreszenzstrahlung, die als Folge der hohen Fe-Gehalte der Proben zu erwarten war, wurde ein Ni-Filter verwendet. Zusätzlich war vor dem Zählrohr ein Monochromator postiert. Als Ausgangsmaterial für die Proben wurde ein sehr feinkörniges Gesteinspulver hergestellt, um die für eine statistische Orientierung der Mineralkörner notwendige kleine Korngröße zu gewährleisten. Bei der Präparation mußte darauf geachtet werden, daß die Texturierung der Probe und die damit verbundene Überhöhung von Basisreflexen der Schichtsilikate möglichst vermieden wird.

2.2. Violette Aschentuffe

Die violetten Aschentuffe bilden den Gipfel des Eisenhutes (Abb. 2). Es sind feinkörnige, violett-glänzende, schiefrige Gesteine, die ihre Färbung durch einen relativ hohen Hämatitgehalt erhalten. Weitere Hauptbestandteile sind Feldspäte, Chlorit und Ti-Minerale.

Feldspäte

Die Gitterkonstanten der Feldspäte und somit auch die Lage der Röntgenreflexe im Pulverdiagramm zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung und der Al,Si-Verteilung in den SiO₄-Tetraedern.

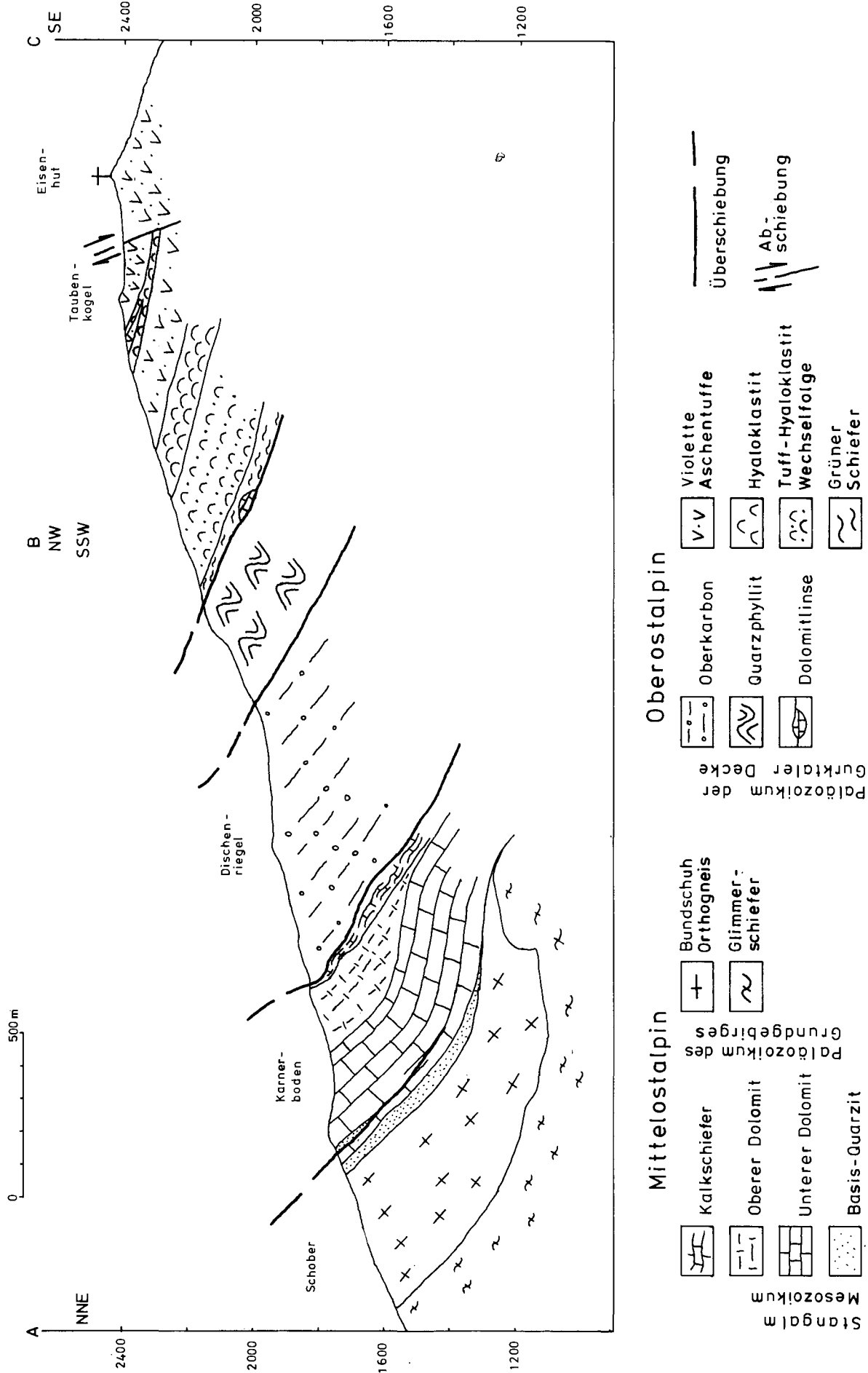


Abb. 2. Geologisches Profil durch den Nordwestrand der Gorktaler Decke am Eisenhut nach KERNER (1990).

Alkalifeldspäte

Die Auswertung des Röntgendiagramms der violetten Aschentuffe zeigt, daß die Feldspäte in ihrer Tieftemperatur-Modifikation vorliegen. Diese ist durch eine geordnete Verteilung von Al und Si in den Tetraederlücken gekennzeichnet und hat eine triklone Symmetrie, wie sie z.B. beim Mikroklin auftritt, zur Folge. Die ursprünglich vorhanden gewesene Hochtemperatur-Modifikation der Feldspäte und die damit verbundene monokline Symmetrie ging durch Platzwechselfvorgänge zwischen Al und Si verloren. Obwohl die Platzwechselfgeschwindigkeit sehr gering ist, treten in der Natur meist keine intermediären Triklinitäten auf, sondern es werden entweder monokline Sanidine oder triklone Mikrokline beobachtet. Als Maß der Triklinität wurde nach GOLDSMITH & LAVES (1954) die Aufspaltung des Linienpaares 131 und $\bar{1}\bar{3}1$ untersucht. Aufgrund dieser Untersuchung ergibt sich die beste Übereinstimmung mit einem „low“-Albit der ASTM-Kartei mit der Nummer 9-466. Daneben können die nach TRÖGER (1969) diagnostisch wichtigen Reflexe für Mikroklin festgestellt werden. Sein Gehalt ist allerdings sehr viel geringer als der des Albits, der den Hauptbestandteil der violetten Aschentuffe bildet.

Chemische Zusammensetzung

Zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung von Alkalifeldspäten eignet sich besonders der 20 $\bar{1}$ -Reflex. Seine Lage wird durch den Al,Si-Ordnungsgrad und durch einen eventuell vorhandenen An-Gehalt nur geringfügig beeinflusst. Nach der Methode von GOLDSMITH & LAVES (1961) wird der K-Gehalt aus der Differenz zum d10 $\bar{1}0$ -Wert von Quarz ermittelt. Für den Albit der violetten Aschentuffe ergibt sich daraus ein K-Gehalt von genau Null.

Plagioklase

Auch bei den Plagioklasen muß zwischen der Hoch- und Tieftemperatur-Modifikation unterschieden werden. Sie hat einen Einfluß auf die Bestimmung des An-Gehaltes. Dazu ist die Methode nach BAMBAUER et al. (1967) besonders gut geeignet. Unter der Annahme, daß es sich um einen K-freien Feldspat handelt, wird der An-Gehalt aus der Aufspaltung des Linienpaares 131– $\bar{1}\bar{3}1$ für die jeweilige Temperatur-Modifikation ermittelt. Daraus ergibt sich ein An-Gehalt von genau Null. Somit handelt es sich bei dem in den violetten Aschentuffen vorkommenden Plagioklas um einen sehr reinen Albit, der praktisch K- und Ca-frei ist.

Chlorit

Die Chlorite werden nach TSCHERMAK (1890, 1891) in Orthochlorite und Leptochlorite unterschieden. Bei den Orthochloriten handelt es sich um Mg-Fe²⁺-Chlorite mit unterschiedlichem Mg/Fe-Verhältnis. Bei den Leptochloriten ist ein Teil des Al durch Fe³⁺ ersetzt. Bei einem Fe₂O₃-Gehalt von mehr als 4 Gew.-% spricht man von oxidierten Chloriten. Chlorite werden prinzipiell mit Hilfe ihrer 001-Reflexe bestimmt. Besonders der Basis-ebenenabstand d001 ist von hoher Signifikanz. Er wird durch die Substitution von Al für Si in den Tetraederplätzen verändert (BRINDLEY, 1961). Bei Leptochloriten muß zusätzlich noch der Fe³⁺-Gehalt berücksichtigt werden (HEY 1954). Der Fe²⁺-Gehalt kann direkt aus dem starken 060-Reflex bestimmt werden (SHIROZU, 1958).

Der Chloritgehalt der violetten Aschentuffe ist zwar als hoch einzustufen, dürfte aber dennoch deutlich un-

ter dem des Albits liegen. Im Gegensatz zu den Feldspäten sind im Chlorit viele schwere Kationen eingebaut, die eine starke Erhöhung des Absorptionskoeffizienten und somit eine Schwächung der Röntgenreflexe zur Folge haben, so daß eine quantitative Abschätzung nur ganz grob möglich ist. Bei der Auswertung der Diffraktometer-Aufnahme ergibt sich die beste Übereinstimmung mit einem Rhipidolith aus der ASTM-Kartei Nr. 7-76. Dieser Orthochlorit hat einen Fe²⁺-Gehalt von 38 Mol-% und einen Fe₂O₃-Gehalt von 2 Gew.-% laut chemischer Analyse. Der Basisebenenabstand des untersuchten Chlorites beträgt 14,12 Å. Nach BRINDLEY (1961) ergibt sich daraus ein Al-Anteil in den Tetraederlücken von knapp 1,5 Al- zu 2,5 Si-Atomen bis 1,41 Al- zu 2,59 Si-Atomen je nach angemessenem Fe³⁺-Gehalt. Aus der Lage des 060-Reflexes berechnet sich ein Fe²⁺-Gehalt von gut 30 Mol-%. Die sehr gute Übereinstimmung mit dem Rhipidolith aus der ASTM-Kartei läßt einen noch höheren Fe²⁺-Gehalt vermuten.

Bei dem in den violetten Aschentuffen auftretenden Chlorit handelt es sich demnach um einen Rhipidolith, der zur Fe-reichen Grenze hin tendiert und einen sehr hohen Al-Gehalt aufweist.

Chlorite der Diabantit-Pyknochlorit-Reihe treten nach einer hydrothermalen und schwach metamorphen Überprägung von Paläovulkaniten in Basaltmandelhohlräumen oder als Umwandlungsprodukte in der Grundmasse von Diabasen und Spiliten auf (TRÖGER, 1969). Das Vorkommen von Rhipidolith ist charakteristisch für metamorphe Gesteine der Grünschieferfazies. Sind deren Edukte basische Magmatite, dann treten bevorzugt Chlorite im Grenzbereich von Pyknochlorit bis Rhipidolith mit einem Verhältnis von Al zu Si von 1,2 zu 2,8 auf. Der hohe Al-Gehalt in dem untersuchten Chlorit ist eher für Parametamorphite charakteristisch, deren Edukte tonreiche Gesteine waren.

Hämatit

Als weiterer Hauptbestandteil tritt in den violetten Aschentuffen Hämatit auf. Sein Gehalt dürfte deutlich über dem des Chlorits liegen und in etwa dem des Albits entsprechen. Es können sämtliche für Hämatit typischen Reflexe erkannt werden. Der hohe Hämatit-Gehalt ist die Ursache für die violette Farbe der Aschentuffe.

Ti-Mineralie

Im Hinblick auf den sehr hohen Ti-Gehalt der violetten Aschentuffe (siehe Kap. 3, Abb. 9) stellte sich die Frage nach Ti-führenden Mineralen. Mikroskopisch bestimmter Leukoxen als Zersetzungsprodukt des Titanomagnetits und Ilmenits kann je nach den herrschenden Bedingungen aus Rutil, Anatas, Titanit oder Brookit bestehen. Die Auswertung der Diffraktometer-Aufnahme zeigt, daß Rutil in geringen Mengen vorhanden ist. Somit bleibt außer Hämatit auch der Chlorit für den weiteren Einbau des Titans übrig. Ein gewisser Ti-Gehalt in den Chloriten könnte die gleiche Wirkung auf den Basisebenen-Abstand haben wie hohe Fe³⁺-Gehalte bei den Leptochloriten, so daß der nach BRINDLEY (1961) bestimmte Al-Gehalt zu hoch sein könnte und eventuell korrigiert werden müßte.

Folgende Minerale können in den violetten Aschentuffen in der Reihenfolge abnehmender Gehalte noch

bestimmt werden: Quarz hat einen deutlichen Anteil, so daß sogar Reflexe der Intensität 10 erkannt werden können. Dies muß als Hinweis für die Beimengung epiklastischen Materials gewertet werden. Außerdem treten Serizit, Siderit, Epidot und Illit auf. Das Auftreten von Biotit wird vermutet, kann aber neben Quarz und Chlorit röntgenographisch nicht sicher nachgewiesen werden.

2.3. Hyaloklastite

Die Hyaloklastite bilden kompakte grüne Gesteine unterhalb des Gipfels des Eisenhutes und wechsellagern mit den violetten Aschentuffen. Sie sind etwas grobkörniger als die Aschentuffe ausgebildet und ähneln verschieferten Spiliten. Mikroskopisch erkennt man, daß sie aus zahlreichen basischen Vulkanitbruchstücken bestehen (Abb. 3), die chloritisiert, serizitisiert und karbonatisiert sind. Es handelt sich hierbei um sekundär veränderte, ehemalige Basalt-Bruchstücke, die im wesentlichen aus Albit, Chlorit und Erz bestehen und somit eine spilitische Zusammensetzung haben. Untergeordnet treten Chlorit-Pseudomorphosen nach Mafit-Einsprenglingen (Pyroxen/Olivin) und Apatit auf. Die Gesteine stellen submarine Hyaloklastitströme dar, die vorwiegend aus ehemaligen Glasbruchstücken basaltischer Zusammensetzung bestehen und sich durch die Abschreckung der Schmelze mit Meerwasser bildeten.



Abb. 3.
Dünnschliff-Photographie der Hyaloklastite.
Unterschiedlich stark pigmentierte Bruchstücke stellen verschiedene, sekundär veränderte, ehemals basaltische Glasanteile dar.
Lokalität: Wanderweg vom Dieslingsee zum Eisenhut, 2380 ü. NN.
Maßstab 2 mm.

Dabei kann es auch zu phreatomagmatischen Prozessen kommen, die explosive Ausbrüche und die Bildung echter Pyroklastite zur Folge haben. Basaltische Gesteinsgläser unterliegen im marinen Bereich einer starken Umwandlung, die mit der Palagonitisation beginnt und deren Endstufe immer die Bildung von Chlorit ist (STAUDIGEL & HART, 1983). Damit ist eine Veränderung der chemischen Zusammensetzung verbunden, die insbesondere eine Wasseraufnahme und einen Austausch der Alkalien und Erdalkalien mit sich bringt.

Die häufigsten Minerale in den Hyaloklastiten sind Chlorit und Albit, wobei Chlorit häufiger als Albit ist. Alle anderen Minerale treten dagegen in den Hintergrund.

Chlorit

Der Chlorit in den Hyaloklastiten hat einen Basisebenenabstand von $14,12 \text{ \AA}$. Dieser entspricht exakt dem des Chlorits in den violetten Aschentuffen. Analog läßt sich daraus wieder der gleiche hohe Al-Gehalt berechnen. Der 060-Reflex liefert einen Netzebenenabstand von $1,550 \text{ \AA}$. Daraus ergibt sich ein Fe^{2+} -Gehalt von 40,5 Mol-%, d.h. daß der Chlorit in den Hyaloklastiten deutlich eisenreicher ist als der in den violetten Aschentuffen. Es handelt sich demnach um einen Fe-reichen Rhipidolith.

In den Hyaloklastiten konzentriert sich das Eisen vor allem im Chlorit im Gegensatz zu den violetten Aschentuffen, bei denen es hauptsächlich im Hämatit fixiert ist. Dies könnte eine Folge der unterschiedlichen Bildungsbedingungen beider Gesteine sein. Bei der Bildung der violetten Aschentuffe hat die Fraktionierung von Magnetit (siehe Kap. 4) eine große Rolle gespielt. Eine explosive Eruption, die zur Bildung feiner Aschen geführt hat, begünstigte die Oxidation des Eisens zu Magnetit bzw. später eine Umwandlung zu Hämatit. Hyaloklastite entstehen dagegen durch den Kontakt der Schmelze mit Meerwasser, so daß große Anteile glasig erstarren. Dieses Gesteinsglas wird dann postmagmatisch intensiv umgewandelt und liegt heute als Chlorit vor.

Feldspäte

Der Feldspatgehalt ist deutlich geringer als in den violetten Aschentuffen. Mikroklin kann nicht sicher bestätigt werden. Er kommt vermutlich nur in Spuren vor. Ansonsten tritt wieder K-freier Albit auf. Der d-Wert des $20\bar{1}$ -Reflexes beträgt $4,019 \text{ \AA}$ und entspricht somit dem Wert für reinen Albit. Die Aufspaltung des Linienpaares $131-1\bar{3}1$ liefert zwei Werte und läßt ein Gemisch aus reinem Albit und etwas Albit mit einem An-Gehalt von ca. 4 Mol-% erkennen.

Hämatit und Magnetit

Hämatit tritt mit deutlich geringerem Gehalt als in den violetten Aschentuffen auf. Dafür kann aber Magnetit an Hand der drei stärksten Reflexe erkannt werden.

Weitere Minerale

In der Flanke des Serizit-Basisreflexes treten drei weitere kleine aufgesetzte Reflexe bei $9,94 \text{ \AA}$, $10,014 \text{ \AA}$ und $10,210 \text{ \AA}$ auf. Dabei handelt es sich um die Basisreflexe eines weiteren 10 \AA -Glimmers, und zwar eventuell um Biotit.

Deutlich höher als in den violetten Aschentuffen liegt der Serizit-Gehalt. Serizit entsteht hauptsächlich durch den Zerfall der Feldspäte, so daß für die Hyaloklastite mit einem primär höheren Feldspatgehalt gerechnet



Abb. 4.
Dünnschliff-Photographie eines Lapillituffes.
Die einzelnen Lapilli sind deutlich geplättet und gelängt. Sie liegen in einer Matrix, die in der Zusammensetzung den violetten Aschentuffen entspricht.
Lokalität: Taubenkogel 300 m nordwestlich des Eisenhutes.
Maßstab: 2 mm.

werden muß. Die An-Komponente der ehemaligen Feldspäte spiegelt sich im Epidot-Gehalt wider, der höher als bei den violetten Aschentuffen ist.

Außerdem können Siderit und Spuren von Kalzit erkannt werden. Der Quarz-Gehalt ist im Gegensatz zu dem der violetten Aschentuffe sehr gering. Es kann nur der stärkste Reflex der Intensität 100 erkannt werden, so daß die Beimengung epiklastischen Materials, wenn überhaupt, nur als sehr gering einzustufen ist. Quarz kann sich auch bei der Chloritisierung der Pyroxene neu gebildet haben. Schließlich tritt noch Illit auf.

2.4. Lapillituffe

Nordwestlich des Eisenhutes treten im Bereich des Taubenkogels ein bis zwei Meter mächtige Lagen von Lapilli-Tuffen auf, die sich deutlich von den Hyaloklastiten unterscheiden. Sie führen bunte, schwach gerundete Komponenten, die in einer grauen, sehr feinkörnigen Matrix liegen. Die Komponenten sind tektonisch geplättet und gelängt (Abb. 4). Es handelt sich um karbonatisierte Fragmente, um Feldspat-Quarz-Karbonat-Aggregate, Chlorit-Erz-Fetzen und Fetzen, die aus reinem Chlorit bestehen. Die Komponenten stellen wahrscheinlich alle mehr oder weniger stark veränderte Lapilli ehemals basaltischer Zusammensetzung dar.

2.5. Grüne Tuffite

Im Hangenden der violetten Aschentuffe treten am Südost-Abhang des Eisenhutes feinkörnige, grüne Gesteine auf, die als Tuffite angesprochen werden können. Mineralogisch bestehen sie aus Chlorit, Quarz und Albit.

Chlorit

Es tritt wie bei den anderen Gesteinen ein Fe-reicher Rhipidolith auf. Der 060-Reflex liefert einen d-Wert von 1,554 Å. Dieser entspricht einem Fe²⁺-Gehalt von genau 50 Mol-%. Der Netzebenenabstand der Basisebene beträgt 14,07 Å. Daraus errechnet sich ein extrem hoher Al-Anteil von 1,65 Al- zu 2,35 Si-Atomen in den

Tetraederplätzen. Im chemischen Variationsdiagramm der Chlorite nach TRÖGER (1969) existieren Fe-reiche Rhipidolithe nur bis zu einem Verhältnis von Al zu Si von 1,60 zu 2,40. Somit ist der mit Hilfe des Basisebenenabstandes bestimmte Al-Gehalt in dem Rhipidolith höher als das in TRÖGER (1969) angegeben ist. Selbst wenn man annimmt, daß der für Orthochlorite maximale Fe₂O₃-Gehalt von 4 Gew.-% vorliegt, würde sich das Verhältnis nur auf 1,59 Al zu 2,41 Si verändern. Der grüne Tuffit besteht demnach zum größten Teil aus einem Fe-reichen Rhipidolith, der einen extrem hohen Al-Gehalt aufweist.

Quarz

Quarz ist mit einem sehr hohen Anteil in dem grünen Tuffit vertreten. Dies bestätigt, daß der Anteil an epiklastischen Beimengungen sehr hoch ist.

Feldspäte

Der Feldspatgehalt ist etwas geringer als derjenige der Hyaloklastite. Mikroklin tritt nicht auf. Die Lage des 20 $\bar{1}$ -Reflexes bei $d = 4,025 \text{ \AA}$ und des 10 $\bar{1}0$ -Reflexes für Quarz liefert einen K-Gehalt von exakt Null. Die Aufspaltung des Linienpaares 131-131 liefert einen An-Gehalt von ebenfalls Null, so daß reiner Albit vorliegt.

Weitere Minerale

Ca-haltige Minerale treten nur in Spuren auf. So können Calcit und Epidot gerade noch bestätigt werden. Auch Siderit tritt in Spuren auf. Als Erz kann nur Hämatit nachgewiesen werden. Der Serizit-Gehalt ist deutlich geringer als in den Hyaloklastiten und entspricht knapp dem in den violetten Aschentuffen. Außerdem können Spuren von Illit erkannt werden.

2.6. Grüne Schiefer

An der tektonischen Basis der Eisenhutschiefer tritt über dem Quarzphyllit ein Band grüner Schiefer auf (Abb. 2). Die Überschiebung selbst ist dort durch das Auftreten von Eisendolomit-Linsen markiert, die sich zwischen die grünen Schiefer und den Quarzphyllit einschalten. Die grünen Schiefer werden zu dem Komplex

der Eisenhutschiefer gerechnet. Sie bestehen im wesentlichen aus Quarz und Chlorit. Der Albit-Gehalt ist niedrig, dafür tritt aber ein hoher Serizit-Gehalt auf.

Der Chlorit besteht aus Fe-reichem Rhipidolith. Die Feldspäte bestehen aus verschiedenen Varietäten (Plagioklas mit 3, 17, 19 und 24 Mol-% Anorthit). Außerdem finden sich in geringen Mengen Epidot, Siderit, Hämatit und Illit. Bei dem Gestein handelt es sich wahrscheinlich um ein toniges Sediment, das geringe Anteile ehemals basaltischer Asche enthält (siehe Kap. 3, Abb. 5).

2.7. Metamorphosegrad

Angaben über den exakten Metamorphosegrad der Eisenhutschiefer können nicht gemacht werden, da die Illit-Kristallinität nicht speziell bestimmt wurde. Die vorliegende Mineralparagenese Albit-Rhipidolith-Illit-Serizit-Epidot und das eventuelle Auftreten von Biotit sprechen für den Übergang von der sehr niedrig-gradigen zur niedrig-gradigen Metamorphose nach WINKLER (1979). Biotit kann nach WINKLER (1979, S. 212) auch schon in der sehr niedrig-gradigen Metamorphose auftreten. An sich ist dort das Auftreten von Stilpnomelan typischer. Letzterer konnte aber röntgenographisch nicht nachgewiesen werden. Der Metamorphosegrad entspricht wahrscheinlich demjenigen der Eisenhutschiefer auf der Turracher Höhe, der von GIESE (1988) mit der höher-temperierten Anchizone angegeben wird.

3. Geochemie der Eisenhutschiefer

Von den Eisenhutschiefern wurden 24 Proben auf Haupt- und Spurenelemente hin untersucht, und zwar wurden 15 Hyaloklastite, 4 violette Aschentuffe, 2 grüne Tuffite und 2 grüne Schiefer analysiert. Hinzu kam eine Probe eines Ganges basaltischer Zusammensetzung, der südlich des Eisenhutes am Rapitzsattel auftritt.

3.1 Sekundäre Stoffverschiebungen

Sekundäre Stoffverschiebungen, die bei der hydrothermalen und metamorphen Überprägung basischer Pyroklastite immer auftreten, wurden mit Hilfe von Variationsdiagrammen überprüft, bei welchen Haupt- und Spurenelementgehalte gegen die entsprechenden Zr-Gehalte aufgetragen wurden (KERNER, 1990). Zr gilt als immobiles Element, das zugleich auch als Indikator für den Differentiationsgrad einer basaltischen Schmelze dienen kann, da der Zr-Gehalt mit zunehmender Differentiation zunimmt. Aus den Variationsdiagrammen, die hier im einzelnen nicht wiedergegeben sind, geht hervor, daß sich die Elemente Na, K, Mg, Ca, Rb und Sr stark mobil verhalten und die Elemente P, Ti, Nb und Y weitgehend immobil sind. Letztere spiegeln somit die primärmagmatische Zusammensetzung wieder.

Das Verhalten der Hauptelementgehalte in Abhängigkeit vom Glühverlust wurde ebenfalls untersucht. Hydrothermale Umwandlung und niedriggradige Metamorphose führen bei basischen Pyroklastiten zu einer Zunahme von H_2O und CO_2 . So muß vor allem für die

Chloritisierung des Gesteinsglases bzw. der mafischen Minerale und die Saussuritierung der Plagioklase Wasser aufgenommen werden. Für die Bildung von sekundärem Karbonat wird CO_2 benötigt. Der jetzt vorliegende Mineralbestand von Na-reichem Plagioklas bzw. Albit, Chlorit, Epidot, Serizit und Karbonat ist typisch für Spilitite. Der Glühverlust stellt dabei ein Maß für den Grad der Spilitisierung dar. Wie die Untersuchungen, die hier im einzelnen nicht wiedergegeben werden, zeigen, sind die TiO_2 - und P_2O_5 -Gehalte nur wenig durch diesen Prozess verändert worden. Bedingt gilt das auch für den Fe_2O_3 (gesamt)-Gehalt. Unterschiedlich ist das Verhalten der Alkalien und Erdalkalien. Der CaO-Gehalt nimmt bei erhöhtem Glühverlust stark zu. Dies ist ein Hinweis auf eine sekundäre Karbonatisierung. Daneben ist Ca auch an den Epidot gebunden. Die Na_2O - und K_2O -Gehalte nehmen bei erhöhtem Glühverlust ab. Na kann nur an den Albit gebunden werden. Ein eventuell vorhandener Überschuß wird nicht in die wasserhaltigen Schichtsilikate eingebaut und muß demnach abgeführt werden. K wird dagegen zwar in den Serizit eingebaut. Dieser tritt aber bei weitem nicht so häufig auf wie der Chlorit, in dem das K-Atom keinen Platz findet. Überschüssiges K muß deshalb ebenfalls abgeführt werden. Die positive Korrelation des MgO-Gehaltes mit dem Glühverlust zeigt, daß der für die Eisenhutschiefer ausschlaggebende sekundäre Veränderungsprozess derjenige der Chloritisierung gewesen ist.

3.2. Einfluß epiklastischer Beimengungen

Der Einfluß epiklastischer Beimengungen kann mit Hilfe eines Ni-TiO₂-Diagrammes nach WINCHESTER & MAX (1982) untersucht werden (Abb. 5). Daraus geht hervor, daß die Proben der grünen Schiefer und auch eine Probe des feinen grünen Tuffits in oder nahe an das Feld der Sedimente fallen und somit stark epiklastisch beeinflusst sind. Dies zeigten auch die Röntgen-

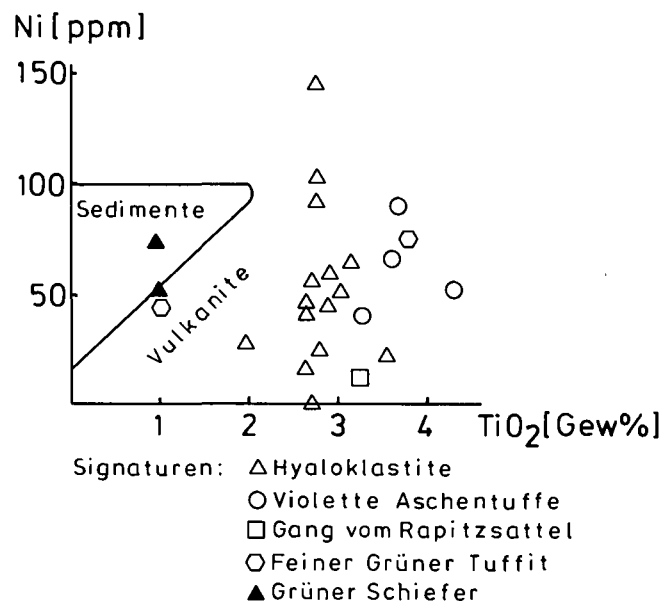


Abb. 5. Ni-TiO₂-Diagramm nach WINCHESTER & MAX (1982) für die Eisenhutschiefer, das Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen Sedimenten und Vulkaniten zeigt.

Diagramme. Die feinen grünen Tuffite und die grünen Schiefer werden deshalb bei den weiteren geochemischen Überlegungen nicht berücksichtigt. Die Proben der Hyaloklastite, violetten Aschentuffe und des Ganges vom Rapitzsattel liegen im Feld der Vulkanite. Auch wenn bei den Pyroklastiten eine geringfügige epiklastische Beeinflussung nicht ausgeschlossen werden kann, so können diese Proben doch zur Klassifikation und Genese des Magmas herangezogen werden, von dem sie abzuleiten sind.

3.3. Klassifikation

Zur Klassifikation der primärmagmatischen Zusammensetzung der Schmelze, die die Pyroklastite der Eisenhutschieferserie geliefert hat, werden die immobilen Spurenelemente Ti, P, Zr, Nb und Y herangezogen, weil die meisten Hauptelemente als mobil gelten können und somit die primärmagmatische Zusammensetzung nicht wiedergeben. Aus dem TiO_2 -Zr/ P_2O_5 -Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1975), das in Abb. 6 dargestellt ist, ist zu ersehen, daß die meisten Proben im Feld der Alkali-Basalte liegen, nur eine Probe der Hyaloklastite fällt in das Feld der tholeiitischen Basalte. Die Abb. 7 zeigt das Zr/TiO_2 -Nb/Y-Diagramm von FLOYD & WINCHESTER (1978), das zur Klassifikation von metamorph überprägten Vulkaniten und Tuffen herangezogen wird. Alle Probenwerte fallen darin in die Felder von Alkaligesteinen. Die violetten Aschentuffe und drei Proben der Hyaloklastite sind demnach von Alkali-Basalten abzuleiten. Die restlichen Probenwerte fallen einerseits in das Feld der Trachyandesite. Diese Lage kann durch eine Differentiation der Ausgangsschmelze in Richtung Hawaii-Trachyt erklärt werden. Andererseits fallen manche Proben in das Feld der Basanite und Nephelinite. Auch hier könnte eine Differentiation eines alkalibasaltischen Magmas in Richtung SiO_2 -untersättigter Gesteine angenommen werden. Die beiden Diagramme zeigen, daß die untersuchten Gesteine (eventuell mit einer Ausnahme) Tuffe von Alkalibasalten oder deren Differentiaten sind.

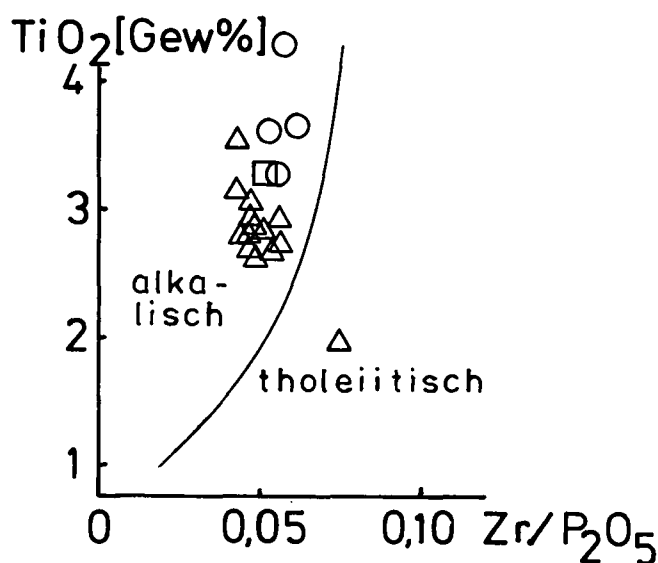


Abb. 6. TiO_2 -Zr/ P_2O_5 -Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1975) für die Eisenhutschiefer zur Unterscheidung von alkalischen und tholeiitischen Basalten. Symbole siehe Abb. 5.

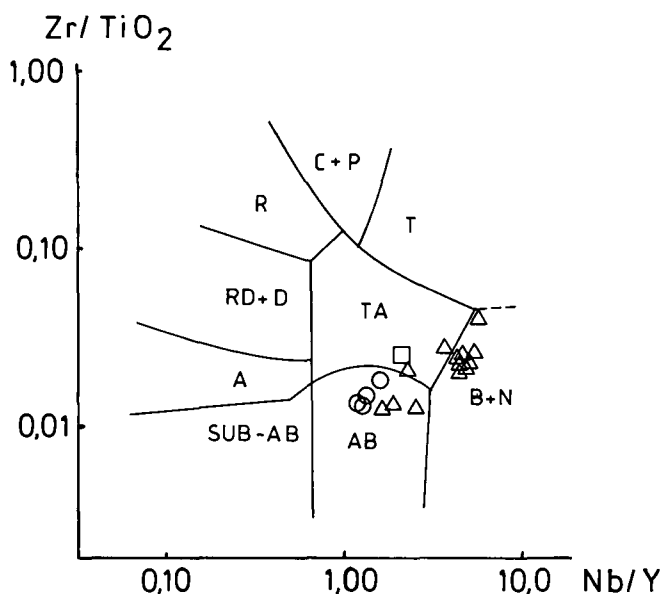


Abb. 7. Zr/TiO_2 -Nb/Y-Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1978) zur Klassifikation der Eisenhutschiefer. R = Rhyolithe; RD + D = Rhyodazite und Dazite; A = Andesite; SUB-AB = subalkalische Basalte; AB = Alkali-Basalte; TA = Trachyandesite; B + N = Basanite und Nephelinite; T = Trachyte; C + P = Comendite und Pantellerite. Symbole siehe Abb. 5.

4. Geotektonische und petrogenetische Schlußfolgerungen

Vulkanische Gesteine sind im heutigen Erdbild an divergierende und konvergierende Plattengrenzen gebunden. Sie treten auch in kontinentalen Gräben und im kontinentalen und ozeanischen Intraplattenbereich auf (FRISCH & LOESCHKE, 1986). Im Paläozoikum kann man mit ähnlichen plattentektonischen Prozessen wie heute rechnen. Für paläogeographische Fragestellungen ist es deshalb von Interesse, auch die ehemalige geotektonische Position vulkanischer Serien wie der Eisenhutschieferserie zu diskutieren. Dies geschieht mit Hilfe verschiedener Element-Variations-Diagramme, von denen hier zwei wiedergegeben werden (Abb. 8 und 9).

In Abb. 8 ist das Verhältnis der Element-Gehalte von Sr, K, Rb, Ba, Nb, P, Zr, Ti, Y und Cr der Eisenhutschiefer zu den entsprechenden Element-Gehalten in mittelozeanischen Rückenbasalten (MORB) dargestellt. Zum Vergleich sind die Element-Verteilungskurven von alkalischen und tholeiitischen Intraplattenbasalten nach PEARCE (1982) mit eingetragen. Das Diagramm zeigt, daß die mobilen Elemente Sr, K, Rb und Ba bei den Eisenhutschiefern stark streuen und die immobilen Elemente Nb, P, Zr, Ti und Y diese Streuung nicht in gleichem Maße zeigen. Es besteht in der dargestellten Elementverteilung eine gute Übereinstimmung mit Intraplattenbasalten, die vor allem durch die Anreicherung der immobilen Spurenelemente Nb, P, Zr und Ti gekennzeichnet ist. Cr ist in manchen Proben stark abgereichert, was auf eine Abreicherung in der Magmakammer von Chromit, Olivin und Klinopyroxen schließen läßt. Da die Elementgehalte der Eisenhutschiefer den entsprechenden Gehalten von alkalischen Intraplattenbasalten ähneln, sind die Eisenhutschiefer mit großer Wahrscheinlichkeit von alkalischen Intraplattenbasalten abzuleiten.

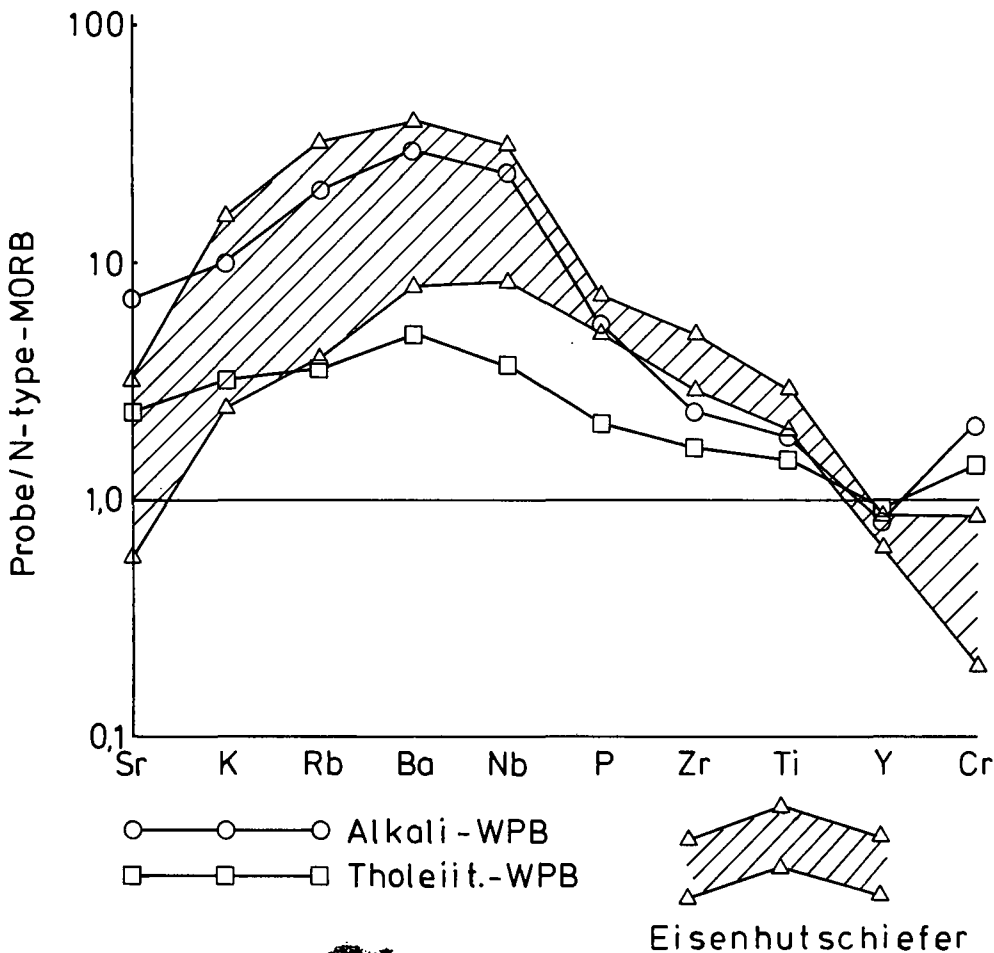


Abb. 8. Ausgewählte Haupt- und Spuren-Elementgehalte der Eisenhutschiefer normiert mit entsprechenden Gehalten von Basalten mittelozeanischer Rücken (= N-type MORB). Zum Vergleich sind die Werte von Alkali-Intraplattenbasalten (= Alkali-WPB; WPB = „Withinplate Basalt“) und tholeiitischen Intraplattenbasalten (= Tholeiit. WPB) nach PEARCE (1982) mit angegeben.

Weitere Anhaltspunkte für die ehemalige geotektonische Position und auch für die Petrogenese der Eisenhutschiefer liefert die Abb. 9 nach PEARCE (1982). Dort ist der Ti- gegen den Zr-Gehalt aufgetragen. Es sind drei Felder unterschiedlicher vulkanischer Gesteine dargestellt, und zwar Basalte mittelozeanischer Rücken (MORB), Vulkanite konvergierender Plattengrenzen (VA = „Volcanic Arc“) und Vulkanite aus dem Intraplattenbereich (WP = „Within-Plate“). Die schräg von links unten nach rechts oben verlaufende Linie trennt die Basalte (oben) von höher differenzierten Vulkaniten (unten). Die Proben der Eisenhutschiefer liegen alle im

Feld der Intraplattenlavas. Die violetten Aschentuffe und Hyaloklastite zeigen dabei gleichzeitig einen Differentiationstrend von Basalten zu höher differenzierten Vulkaniten an. Dieser Differentiationstrend ist zunächst durch zunehmende Ti-Gehalte (oberhalb der schräg verlaufenden Linie) und danach durch abnehmende Ti-Gehalte charakterisiert. Die Zr-Gehalte nehmen dabei zu. Daraus ist eine zunächst einsetzende Auskristallisation von Olivin, Klinopyroxen und Plagioklas abzulesen (PEARCE & NORRY, 1979), was zu einer Zunahme von Ti und Zr in der Schmelze führt, da sich diese Elemente gegenüber Olivin und Plagioklas inkompatibel und ge-

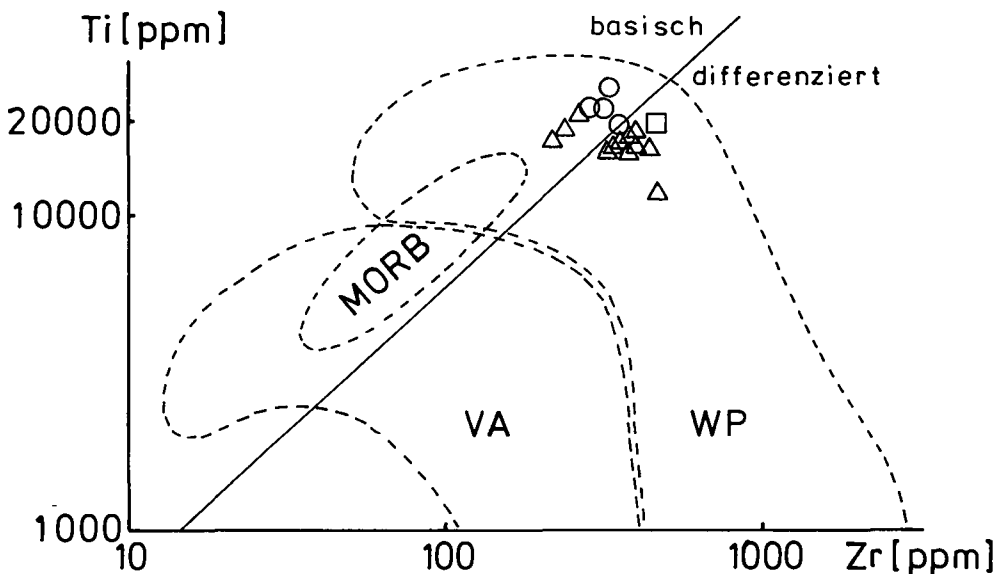


Abb. 9. Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE (1982) für die Eisenhutschiefer. MORB = Basalte mittelozeanischer Rücken; VA = Vulkanite konvergierender Plattengrenzen („Volcanic Arc“); WP = Intraplatten-Vulkanite („Within-Plate“). Symbole siehe Abb. 5.

genüber Klinopyroxen weitgehend inkompatibel verhalten. Im weiteren Verlauf der Abkühlung der Schmelze setzt die Kristallisation von Titanomagnetit ein, was an der Abnahme des Titan-Gehaltes zu erkennen ist. Die Fraktionierung von Magnetit scheint der Grund für die Fe-Anreicherung in den violetten Aschentuffen zu sein. Da das Erz heute in den violetten Aschentuffen ausschließlich als Hämatit vorliegt, müssen nachträgliche Oxidationsprozesse stattgefunden haben, die sich bei einer explosiven Eruption und der Fragmentierung der Lava in sehr feinkörnige Aschentuffe abgespielt haben könnten.

Die Entstehung der violetten Aschentuffe, Hyaloklastite und des Ganges vom Rapitzsattel kann man sich zusammenfassend folgendermaßen vorstellen:

- Eindringen einer alkali-olivin-basaltischen Schmelze aus dem oberen Mantel in eine Magmakammer.
- Einsetzen der Kristallisation von Olivin, Plagioklas und Klinopyroxen.
- Zusätzlich einsetzende Magnetit-Kristallisation und Abtrennung eines Teils der Schmelze, der submarin ausfließt und dabei zu Hyaloklastiten fragmentiert wird.
- Bei dem anderen Teil der Schmelze kommt es zu einer explosiven Eruption und Fragmentierung der Schmelze in feinkörnige Aschen, die wahrscheinlich durch phreatomagmatische Ereignisse bedingt ist. An der Vulkanflanke bilden sich durch Ablagerung und Umlagerung die violetten Aschentuffe.
- Ein hoher Anteil der Schmelze erstarrt bei diesen Vorgängen als Gesteinsglas, und es beginnt mit der Palagonitisierung eine umfangreiche chemische Umwandlung der Pyroklastite und Hyaloklastite.
- Schließlich intrudiert ein weiterer Teil der Schmelze als Gang in die Aschen- und Hyaloklastitlagen und zeigt seinerseits ebenfalls Differentiationserscheinungen, da im Gang am Rapitzsattel Kumulate auftreten. Der Gang könnte ein Hinweis auf die zunehmende Nähe zum Eruptionszentrum sein.

Das Auftreten von viel pyroklastischem Material im Wechsel mit Hyaloklastitströmen und das vollständige Fehlen von effusivem Material spricht für eine weitgehende explosive Vulkantätigkeit im Flachwasserbereich.

Der Intraplatten-Charakter der Eisenhutschiefer deutet auf Dehnungsvorgänge wahrscheinlich im Bereich kontinentaler Kruste hin. Es könnte sich um die Tätigkeit eines Inselvulkans entweder in einem von einem Flach-See überfluteten kontinentalen Riftbereich oder an einem passiven Kontinentalrand gehandelt haben. Hinweise für die Existenz ozeanischer Kruste fehlen. Mit den von GIESE (1988) untersuchten Eisenhutschiefern der Turracher Höhe ergeben sich viele Ähnlichkeiten.

Dank

Herrn Prof. Dr. W. BAYH, Herrn Prof. F. LIPPMANN, Herrn Prof. Dr. M. SATIR und Frau G. BARTHOLOMÄ (Institut für Mineralogie, Petrographie und Geochemie der Universität Tübingen) danken wir für die Hilfe bei der Durchführung der röntgenographischen und chemischen Analysen. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Untersuchungen dankenswerter Weise durch eine Sachbeihilfe.

Literatur

- ASTM-Kartei: Index to the powder diffraction file.- Philadelphia (American Society for Testing Materials) 1965.
- BAMBAUER, H.U., CORLETT, M., EBERHARD, E. et al.: Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. - Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **47**, 333-349, Basel 1967.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. - Jb. Geol. B.-A., **102**, 313-352, Wien 1959.
- BRINDLEY, G.W.: Chlorite minerals (Chapter VI). - In: BROWN, G. (Hrsg.): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. - S. 243-296, Norwich (Jarrold & Sons) 1961.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A.: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. - Earth Planet. Sci. Lett., **27**, 211-218, Amsterdam 1975.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A.: Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. - Chem. Geol., **21**, 291-306, Amsterdam 1978.
- FRISCH, W. & LOESCHKE, J.: Plattentektonik. - 190 S., Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft) 1986.
- GIESE, U.: Altpaläozoischer Vulkanismus am NW-Rand der Gurktaler Decke. Geologie, Petrologie, Geochemie. - 227 S., Diss. Univ. Tübingen 1988.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F.: The microcline - sanidine stability relations. - Geochim. et Cosmochim. Acta, **5**, 1-19, London 1954.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F.: The sodium content of microclines and the microcline-albite series. - Estudios Geológicos, Cursillos y Conferencias, **8**, 81-96, Madrid 1961.
- GOSEN, W. von: Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten - Österreich). - Mitt. Geol. Paläont.-Inst. Univ. Hamburg, **53**, 33-149, Hamburg 1982.
- GOSEN, W. von, HAIGES, K.-H., NEUBAUER, F. et al.: Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **127**, 693-699, Wien 1985.
- HEY, M.H.: New review of the chlorites. - Miner. Mag., **30**, 277-292, London 1954.
- HÖLL, R.: Die Zinnerber-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhutschiefer. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**, 201-224, Stuttgart 1970.
- KERNER, F.: Petrographie, Geochemie und Röntgenographie altpaläozoischer Vulkanite in den Gurktaler Alpen. - 105 S., unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1990.
- KLEFE, P.: Stratigraphie, Petrographie und Geochemie am Westrand der Gurktaler Decke - Das Falkertgebiet/Kärnten/Österreich. - 123 S., unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1988.
- MULFINGER, H.: Zur Geologie des Westrandes der Gurktaler Decke - Das Klomnockgebiet/Kärnten/Österreich. - 138 S., unveröff. Dipl. Arb. - Univ. Tübingen 1986.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. - Geol. Rdsch., **73**, 149-174, Stuttgart 1984.
- NORRISH, K. & CHAPPEL, B.W.: X-ray fluorescence spectrometry. - In: ZUSSMAN, J. (Hrsg.): Physical methods in determinative Mineralogy. - S. 201-277, London (Academic Press) 1977.
- PEARCE, J.A.: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - In: THORPE, R.S. (Hrsg.): Andesites. Orogenic andesites and related rocks. - S. 525-548, New York (John Wiley) 1982.

- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J.: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33–47, Berlin 1979.
- PISTOTNIK, J.: Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – S. 358–363, Wien (Springer) 1980.
- SHIROZU, H.: X-ray patterns and cell dimensions of chlorites. – *Miner. Journal*, **2**, 209–223, Tokyo 1958.
- STAUDIGEL, H. & HART, S.R.: Alteration of basaltic glass: mechanism and significance for the oceanic crust - sea water budget. – *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **47**, 337–350, New York 1983.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **99**, 75–199, Wien 1956.
- TRÖGER, W.E.: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband*. – 822 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1969.
- TSCHERMAK, G.: Chlorite group. – *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I*, **99**, 174–266, Wien 1890.
- TSCHERMAK, G.: Chlorite group. – *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I*, **100**, 29–107, Wien 1891.
- WINCHESTER, J. A. & MAX, M. D.: The geochemistry and origins of the Precambrian rocks of the Rosslare Complex, SE Ireland. – *J. geol. Soc. London*, **139**, 309–319, London 1982.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 3. Dezember 1990.

Composition and Significance of Resedimented Amphibolite Breccias and Conglomerates (Badstub Formation) in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Carinthia, Austria)

By KARL KRAINER & ABERRA MOGESSIE*)

With 18 Figures and 4 Tables

*Carinthia
Eastern Alps
Carboniferous of Nötsch
Badstub Formation
Geochemistry
Sedimentology*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 199, 200*

Contents

Zusammenfassung	65
Abstract	66
1. Introduction and Geological Setting	66
2. Petrography	66
3. Mineral Chemistry	66
3.1. Analytical Methods and Data Reduction	66
3.2. Amphiboles	68
3.3. Feldspars	70
3.4. Chlorites	70
3.5. Epidotes	71
4. Bulk Chemistry	71
4.1. Analytical Methods	71
4.2. Major and Minor Element Chemistry	71
5. Lithofacies	73
5.1. Structural and Textural Features of the Badstub Formation	73
5.2. Composition of the Sediments of the Badstub Formation	77
5.3. Fossil Content and Age of the Badstub Formation	77
6. Origin of the Badstub Formation	77
6.1. Source Region of the Amphibolite Clasts	77
6.2. Sedimentological Evidence of the Origin of the Badstub Formation	78
7. Discussion	78
Acknowledgements	79
References	79

Zusammensetzung und Bedeutung resedimentierter Amphibolitbrekzien und -konglomerate (Badstub-Formation) im Karbon von Nötsch (Ostalpen, Kärnten, Österreich)

Zusammenfassung

Die Badstub Formation (Oberstes Visé) im Karbon von Nötsch (Ostalpen, Österreich) besteht hauptsächlich aus Breccien und Konglomeraten, die sehr reich an Amphibolitgeröllen sind. Eingeschaltet sind Sandsteine, Siltsteine und Tonschiefer. Die Sedimente sind im oberen Teil der Abfolge teilweise fossilführend, auch eine Brachiopodenschillage ist eingeschaltet. Strukturelle, texturale und kompositionelle Merkmale weisen die Sedimente als submarine Ablagerungen aus, entstanden durch verschiedene Typen von „sediment gravity flows“ auf einem proximalen Fächer oder Abhang (fan deltas, slope aprons) entlang einer aktiven Störungszone an einem passiven Plattenrand.

Haupt- und Spurenelemente weisen die Amphibolitgerölle in den grobkörnigen Sedimenten der Badstub Formation als Abkömmlinge metamorpher tholeiitischer Ozeanbodenbasalte aus. Vermutlich erfolgte die Metamorphose dieser Ozeanbodenbasalte in einer frühen Transform Fault- und Riftphase im Sinne von VAI (1979) und VAI & COCOZZA (1986) im untersten Karbon entlang einer fracture zone in einem relativ schmalen Meeresarm zwischen der Karnisch-Dinaridischen Mikroplatte und einer

*) Authors' addresses: Dr. KARL KRAINER, Institute of Geology and Paleontology, University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck; Dr. ABERRA MOGESSIE, Institute of Mineralogy and Petrology, Mining University of Leoben, A-8700 Leoben.

Ostalpinen Mikroplatte. Während einer späteren Phase wurden die metamorphen Ozeanbodenbasalte herausgehoben und abgetragen. Der Abtragungsschutt wurde auf kleinen submarinen Fächern (fan deltas, slope aprons) entlang einer aktiven Störungszone abgelagert, was zur Entstehung der an Amphibolitgeröllen sehr reichen Breccien, Konglomerate und damit vergesellschafteten Sedimente der Badstub Formation führte.

Abstract

The Upper Visean Badstub Formation in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Austria) consists of amphibolite breccias and conglomerates with intercalated sandstones, siltstones and shales. In the upper part of the sequence these sediments contain some fossils. Structural, textural and compositional features indicate that these sediments represent submarine resedimented deposits formed by sediment gravity flows on a proximal fan or slope (fan delta, slope apron) along an active fault zone at a passive margin. Major and minor element chemistry of the amphibolite clasts of the Badstub Formation showed that the clasts represent metamorphosed tholeiitic ocean floor basalts. It is assumed that metamorphism of tholeiitic ocean floor basalts took place during an early stage of transform faulting and rifting (as proposed by VAI, 1979; VAI & COCOZZA, 1986) during Early Carboniferous along a fracture zone within a relatively narrow seaway between the Carnic-Dinaridic microplate and an East Alpine microplate. During a later stage of transform faulting and rifting these metamorphosed ocean floor basalts were uplifted and redeposited on small submarine fans or slope aprons along an active fault zone, forming the amphibolite breccias and conglomerates of the Badstub Formation.

1. Introduction and Geological Setting

The tectonically isolated Carboniferous Sequence of Nötsch (Eastern Alps, Carinthia, Austria), extending about 9 km (E–W) and maximum 3 km (N–S) is exposed at the southern margin of the Drau Range, about 20 km W of Villach (see Fig. 1).

The Carboniferous of Nötsch is fault-bounded to the north bordering the Permian-Triassic sediments of the Drau Range, and to the south bounded by the Granite Complex of Nötsch (GCN) and Gailtal Metamorphic Complex. The E margin is poorly exposed; it is probably formed by an overthrust of Permian-Triassic sediments of the Dobratsch Massif.

The Carboniferous of Nötsch is well known for more than 150 years, especially because of the rich fauna (see summaries by TOLLMANN, 1977; SCHÖNLAUB, 1982, 1985). It comprises a sequence of coarse to fine-grained clastic sediments showing sedimentary features of deep-sea and shallow marine environments (KODSI & FLÜGEL, 1970). Intercalated is an approximately 400 m thick sequence of amphibolite breccias and conglomerates with layers of thin sand-siltstones and silty shales which locally contain fossils (Fig. 2,3).

In the literature, this sequence is known as „Badstubbreccia“. Much confusion exists about the origin of these sediments, which have been interpreted very differently by various authors: as diabase (FRECH, 1894), volcanic breccia (KIESLINGER, 1956), diabase breccia (SCHÖNLAUB, 1973), tectonic breccia (ANGEL, 1932), metamorphic tholeiitic basalt (TEICH, 1982) and sedimentary breccia (FELSER, 1936; SCHÖNLAUB, 1985).

This paper is an attempt to shed some light on the origin of the „Badstubbreccia“ (in this paper termed Badstub Formation), the source of the amphibolite clasts within the breccia and to point out the significance of the Badstub Formation according to geodynamic processes.

2. Petrography

Detailed field work was carried out to study the structural and textural features as well as to take de-

tailed vertical sections through parts of the Badstub Formation. Textural and compositional data were obtained by thin section microscopy. Polished thin sections were prepared for microprobe studies. On the basis of grain-size, texture and mineral composition, different types of amphibolite clasts can be distinguished.

The dominant mineral assemblage is hornblende + plagioclase ± epidote ± chlorite ± garnet ± quartz ± ilmenite ± sphene.

The main textural types are:

- 1) Very fine-grained amphibolites with fine metamorphic foliation consisting of hornblende (70–80 modal-%), plagioclase (up to 25 %), ± epidote ± quartz ± oxides.
- 2) Non-foliated to foliated, medium to coarse-grained amphibolites, consisting of hornblende (40–80 %), plagioclase (15–38 %), epidote (in thin layers up to 60 %) ± chlorite ± quartz ± sphene.
- 3) Epidote-amphibolites containing up to 55 % hornblende and 40 % epidote, with small amounts of plagioclase and other accessory minerals.

3. Mineral Chemistry

3.1. Analytical Methods and Data Reduction

The compositions of the minerals (feldspar, amphibole, chlorite and epidote) were determined with an ARL-SEMQ electron microprobe with four wavelength-dispersive spectrometers at the Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck. An attached energy dispersive system (KEVEX) was used for quick qualitative and semiquantitative analyses. The conditions for wavelength analyses were 15 Kv accelerating voltage, 0.03 µA sample current and 20 sec counting time. The matrix effects were corrected by the method of BENCE & ALBEE (1968). All minerals were subjected to several spot analyses (a minimum of 10 analyses per grain).

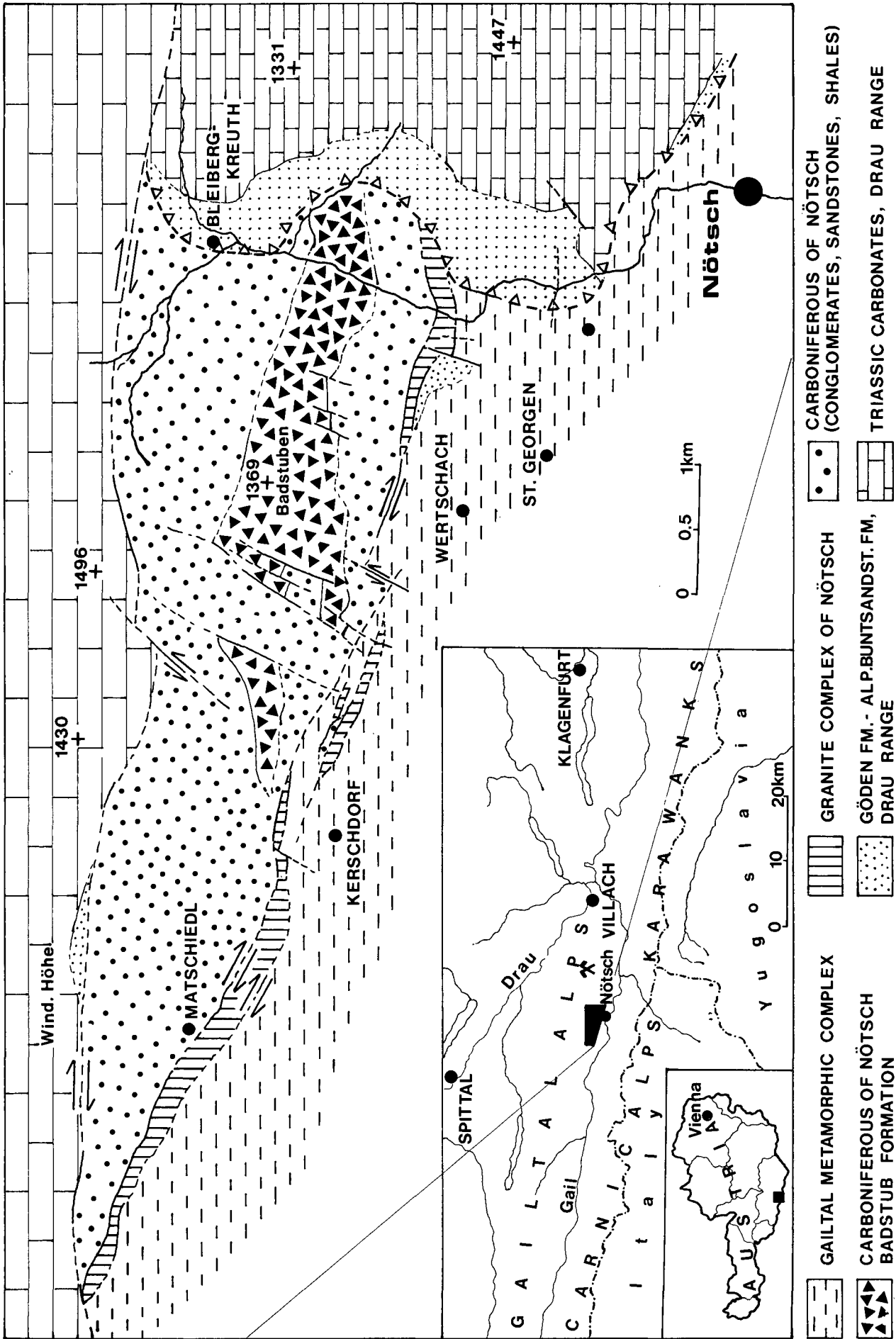


Fig. 1.
Generalized geological map of the Carboniferous of Nötsch.
Adapted from SCHÖNLAUB (1985).

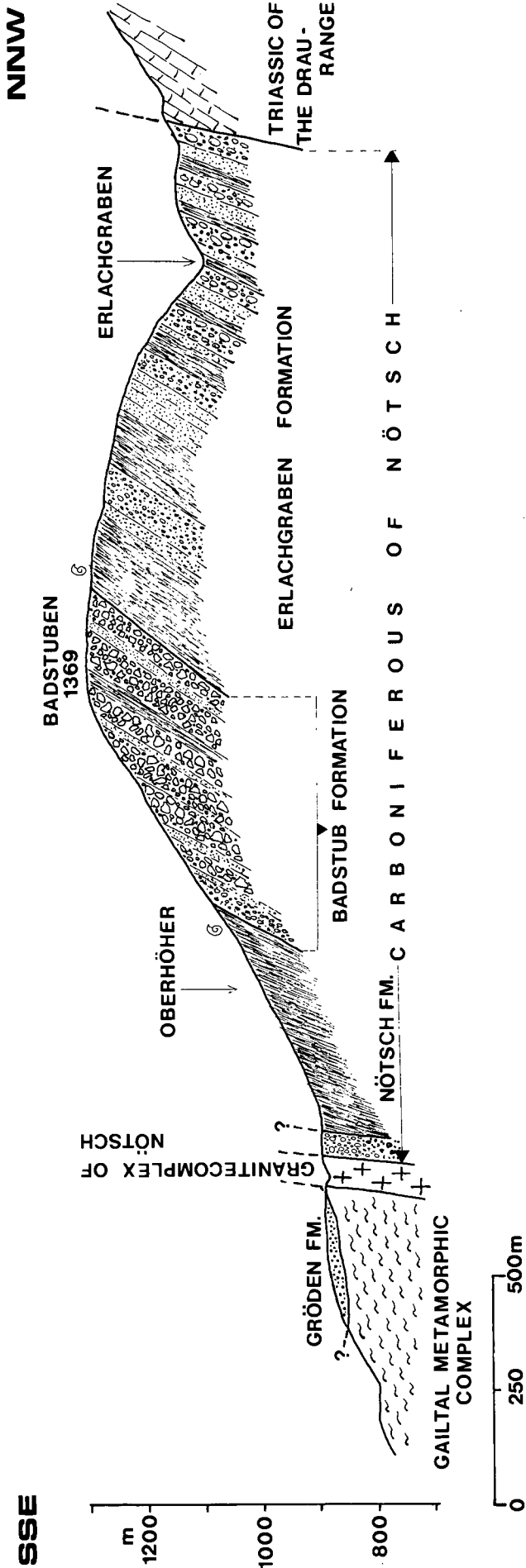


Fig. 2. Simplified cross section through the Carboniferous of Nötsch.

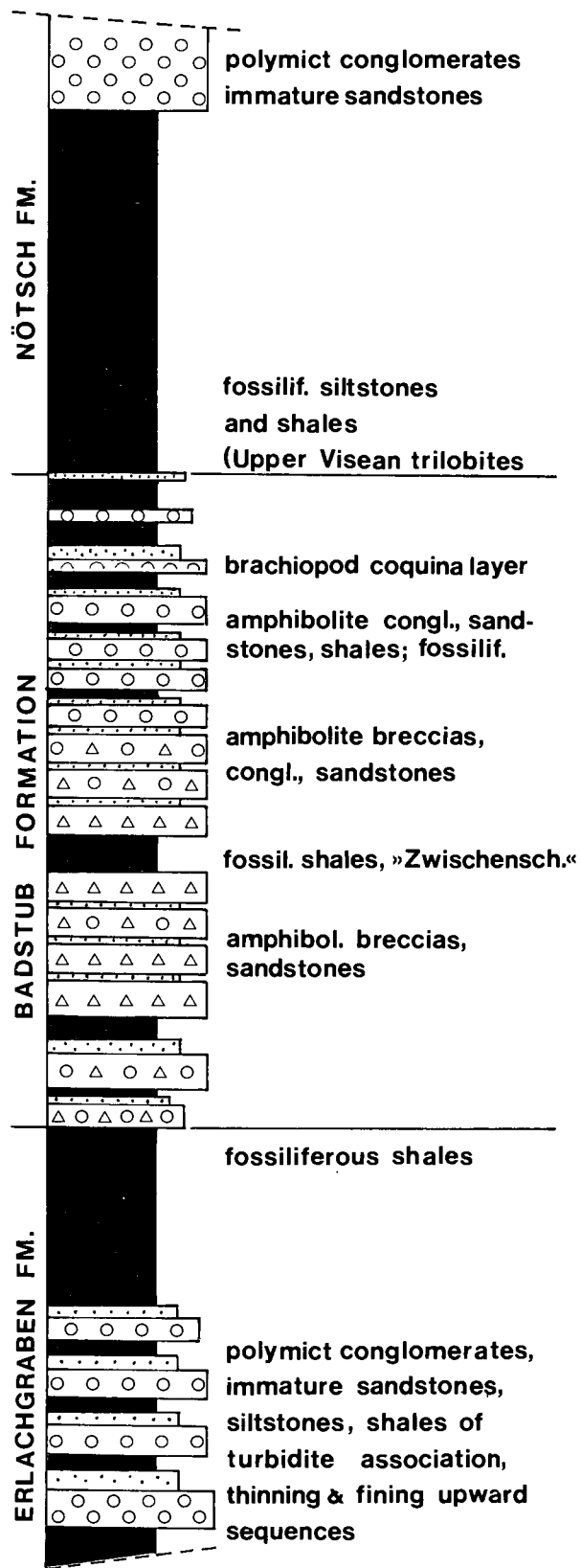


Fig. 3. Simplified stratigraphic section of the Carboniferous of Nötsch.

3.2. Amphiboles

Chemical compositions of amphiboles

- from coarse clastics of the Badstüb Formation,
- amphibolite clasts in the breccias and conglomerates and

Table 1a.

Representative electron microprobe analyses of amphiboles.

11,12,13 = amphibolite clasts, Badstüb Formation; 14,15,16 = amphibolite (GCN); 17,18,19 = amphibolite breccia, Badstüb Formation).

	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	46,16	45,69	44,25	43,13	40,35	43,37	44,19	42,15	45,86
TiO ₂	0,38	0,51	0,52	0,62	0,52	0,39	0,47	0,46	0,43
Al ₂ O ₃	8,61	10,33	10,10	14,89	14,13	11,60	11,07	11,40	8,53
Cr ₂ O ₃	0,00	0,18	0,03	0,00	0,08	0,04	0,00	0,00	0,00
FeO	16,80	14,11	17,14	13,39	17,16	15,63	18,33	19,83	18,75
MnO	0,32	0,31	0,38	0,23	0,27	0,35	0,35	0,30	0,27
MgO	11,40	12,00	10,55	12,86	11,51	11,92	10,69	9,78	11,28
CaO	12,15	11,89	12,00	12,18	9,86	11,30	12,05	11,35	11,33
K ₂ O	0,13	0,17	0,16	0,52	0,92	0,67	0,11	0,13	0,34
Na ₂ O	1,24	1,70	1,48	1,61	0,91	0,81	1,12	1,68	0,88
Total	97,19	96,89	96,61	99,43	96,16	96,08	98,38	97,08	97,67
oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	6,82	6,73	6,62	6,12	5,88	6,36	6,44	6,27	6,70
Ti	0,04	0,05	0,06	0,07	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05
Al ^{iv}	1,18	1,27	1,38	1,88	2,13	1,64	1,56	1,73	1,30
Al ^{vi}	0,32	0,53	0,40	0,61	0,29	0,37	0,34	0,27	0,17
Fe ³⁺	0,55	0,32	0,54	0,90	2,14	1,28	1,00	1,22	1,17
Fe ²⁺	1,53	1,42	1,61	0,69	0,00	0,64	1,23	1,25	1,12
Mn	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
Mg	2,51	2,64	2,36	2,72	2,50	2,61	2,32	2,17	2,46
Ca	1,93	1,88	1,92	1,85	1,54	1,78	1,88	1,81	1,77
K	0,03	0,04	0,03	0,09	0,17	0,12	0,02	0,03	0,06
Na	0,36	0,49	0,43	0,44	0,25	0,23	0,32	0,48	0,25
Total	15,31	15,41	15,40	15,40	15,00	15,11	15,20	15,32	15,08

c) amphibolites from the surrounding Granite Complex of Nötsch (GCN)

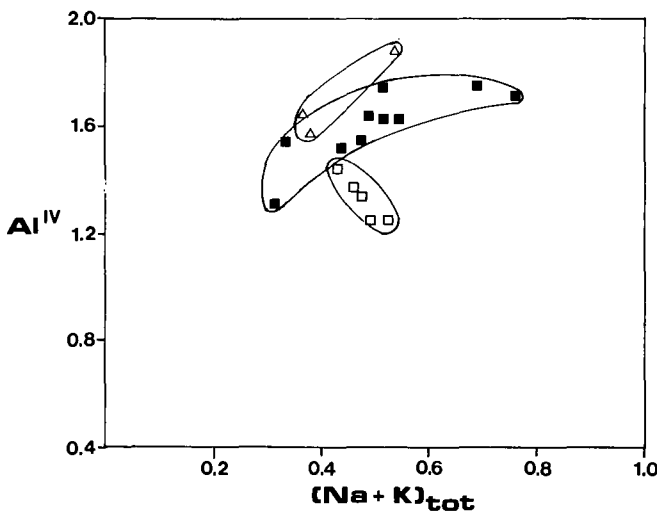
have been obtained. Representative analyses and structural formulae calculated on the basis of 23 oxygens are listed in Table 1a.

The amphibole formula is calculated according to MOGESSIE et al (1989) following the recommendation of ROCK & LEAKE (1984). According to the IMA amphibole

nomenclature of LEAKE (1978), the analysed amphiboles range from actinolitic hornblende to tschermakite.

The amphiboles from the three different sources (a, b and c) plot in different regions. The detrital amphiboles of the breccia always plot in a region between amphiboles of a) and c). This has been observed in Al^{iv} vs. Na + K plot (Fig. 4a).

On the diagram of LAIRD & ALBEE (1981) (Fig.4b), the amphiboles from a,b & c plot below the 1:1 line imply-



▲ a

b ►

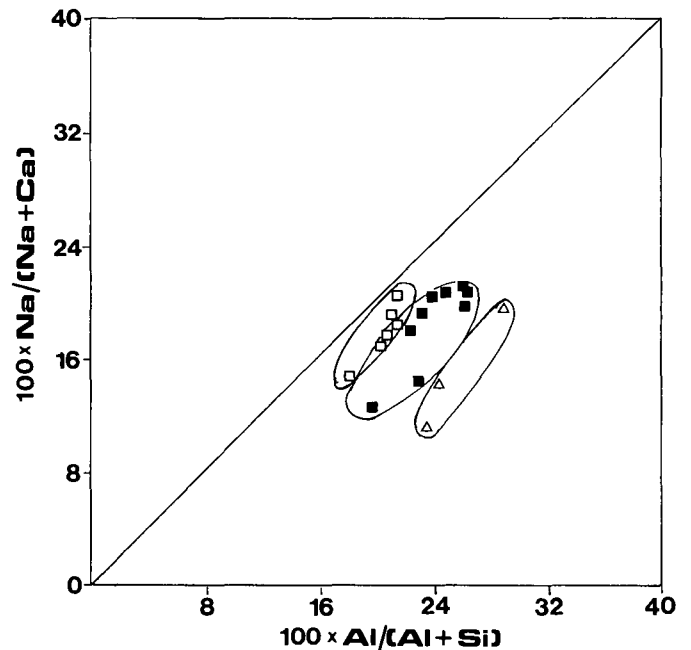


Fig. 4.

a) Al^{iv} vs. (Na + K)_{tot} plot of amphiboles.

△ = amphiboles from amphibolites of the GCN; □ = amphiboles from amphibolite clasts of the Badstüb Formation; ■ = detrital amphiboles from the Badstüb Formation.

b) Na/(Na + Ca) vs. Al/(Al + Si) plot of amphiboles (symbols as in Fig. 4a).

ing low to medium pressure metamorphism. In both diagrams, the amphiboles from the different sources occupy different regions which may be attributed to differences in bulk chemistry.

chemistry from pycnochlorite to brunsvigite. The analysed chlorites are secondary products of hornblende.

3.3. Feldspars

Representative electron microprobe analyses of feldspars are given in Tab. 1b and are plotted in Fig. 5. From this data, three different groups of feldspars can be distinguished (An>15, An<15 and alkali-feldspar-group with Or>9). A difference in the feldspar composition from the three different sources is not observed.

3.4. Chlorite

Representative electron microprobe analyses of chlorites are given in Tab. 1b. According to the nomenclature of HEY (1954) the chlorites range in

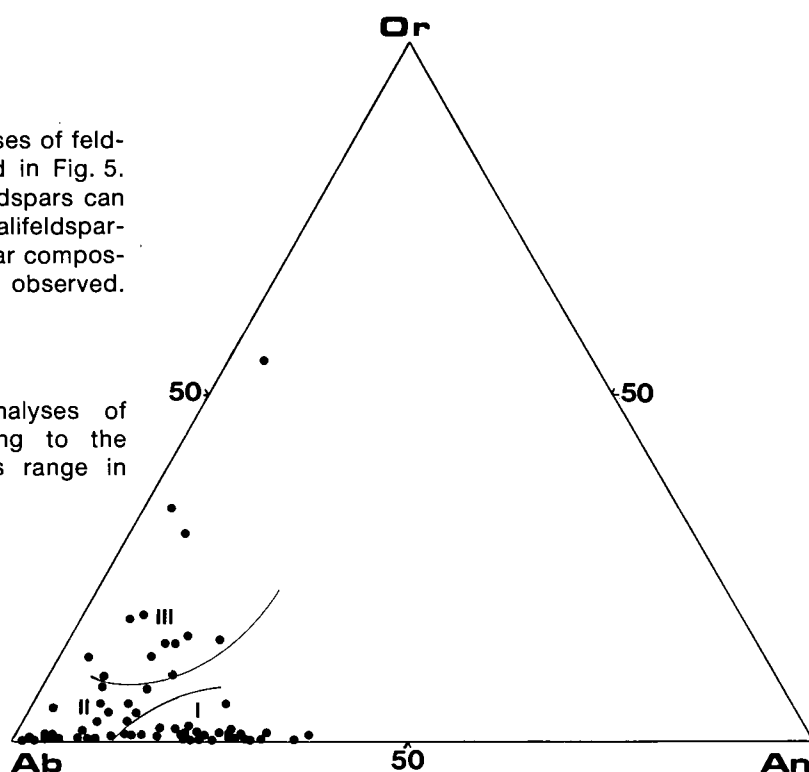


Fig. 5.
Feldspar analyses (detrital feldspars of source a, b, c) in the Or-Ab-An ternary diagram.
I = An>15 %; II = An<15 %; III = Or>9 %.

Table 1b.

Representative electron microprobe analyses of feldspars.

1,2 = detrital feldspars, Badstub Formation; 3,4 = amphibolite (GCN); 5,6 = amphibolite clasts, Badstub Formation); 7,8 = chlorite; 9,10 = epidote.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	68,39	62,81	58,24	59,01	61,54	62,24	28,13	26,00	39,89	37,65
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,16	0,17	0,11
Al ₂ O ₃	19,79	23,07	28,76	24,86	22,38	22,82	16,15	13,07	25,97	27,72
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,12	0,08	0,08	0,00
FeO	0,91	0,29	0,33	0,15	0,10	0,25	24,71	31,65	6,54	9,77
MnO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,03	0,43	0,29	0,16	0,19
MgO	0,60	0,02	0,35	0,16	0,03	0,00	18,22	14,81	0,21	0,08
CaO	1,75	5,00	1,05	7,00	5,55	4,99	0,52	0,89	22,09	23,89
K ₂ O	0,18	0,08	4,40	0,40	0,07	0,07	0,00	0,31	0,00	0,00
Na ₂ O	9,34	9,50	6,48	7,42	8,75	9,52	0,08	0,11	0,00	0,00
Total	100,96	100,77	99,66	99,00	98,54	99,92	88,44	87,38	95,10	95,41
oxygens	8	8	8	8	8	8	28	28	12,5	12,5
Si	2,97	2,77	2,61	2,66	2,78	2,77	5,88	5,80	3,20	3,05
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,13	0,03	0,01	0,01
Al ^{iv}	1,01	1,20	1,52	1,32	1,19	1,20	2,10	2,17	0,00	0,00
Al ^{vi}	-	-	-	-	-	-	1,88	1,27	2,46	2,26
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,39	0,59
Fe ²⁺	0,03	0,01	0,01	0,05	0,03	0,09	4,32	5,91	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,08	0,05	0,01	0,01
Mg	0,04	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	5,68	4,92	0,03	0,01
Ca	0,08	0,24	0,05	0,34	0,27	0,24	0,12	0,21	1,90	2,07
K	0,01	0,01	0,25	0,02	0,01	0,04	0,00	0,09	0,00	0,00
Na	0,79	0,81	0,56	0,65	0,77	0,82	0,32	0,05	0,00	0,00
Total	4,93	5,04	5,02	5,05	5,09	5,17	20,51	20,50	7,97	8,00
PS.%									13,65	20,70
Or	1,14	0,43	29,08	2,28	0,39	0,37				
Ab	89,59	77,14	65,09	64,23	73,76	77,25				
An	9,28	22,44	5,83	33,49	25,85	22,38				

3.5. Epidotes

Representative analyses of epidotes are listed in Tab. 1b. The pistacite component (stoichiometric pistacite) $\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_2\text{SiO}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ with the principal variation occurring in $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al})$ ranges between 13.65 % in detrital epidote grains from clastic sediments of the Badstüb Formation and 20.7 % in the amphibolite clasts.

4. Bulk Chemistry

4.1. Analytical Methods

Since the amphibolite breccias and conglomerates of the Badstüb Formation consist of different types of clasts, an attempt has been made to sample representative amphibolite clasts of the Badstüb Formation in the field.

Major elements were determined by analysing fused samples of the amphibolite clasts of the Badstüb For-

mation, of amphibolites of the GCN and of amphibolite breccias of the Badstüb Formation with the electron microprobe according to the method described by HOINKES (1978). The trace elements Co, Cr, Cu, Li, Ni, Pb, Zn were analysed by a Philips SP9 atomic absorption spectrophotometer. Sample decomposition was made by HF-HCl-HNO₃ acid attack in Teflon bombs (PRICE 1979). The international rock standards PCC-1, W-1, G-2, AGV-1, BCR-1, BR and MRG-1 were used for calibration. Rb, Sr, Y and Zr were determined by a Philips PW X-ray fluorescence spectrometer, using linear calibration curves (corrected for Sr-K β interference) obtained by different US Geological Survey basaltic standards.

4.2. Major and Minor Element Chemistry

The major and minor element data of single amphibolite clasts, the breccias and conglomerates of the Badstüb Formation and the amphibolites of the GCN are listed in Table 2a,b.

Table 2a.
Major and trace element analyses of amphibolite clasts of the Badstüb Formation.

	AG-1	AG-2	AG-3	AG-4	AG-5	AG-6	AG-7	AG-8	AG-9	AG-10	AG-11
SiO ₂	49,15	46,77	46,28	45,76	45,16	46,22	44,33	46,99	45,99	44,27	46,51
TiO ₂	0,82	1,88	0,70	1,75	1,60	1,22	1,74	1,38	1,05	2,05	1,13
Al ₂ O ₃	14,76	14,72	14,54	14,82	15,40	15,41	14,36	15,04	15,25	15,63	16,06
FeO	12,42	12,38	13,47	13,05	12,73	12,89	13,85	10,20	10,33	11,77	11,93
MnO	0,22	0,23	0,23	0,33	0,23	0,33	0,20	0,18	0,21	0,18	0,24
MgO	7,85	7,21	8,85	7,57	7,29	8,43	8,05	7,98	9,33	7,71	7,93
CaO	8,97	12,72	10,84	12,79	12,42	10,16	10,45	13,80	12,11	10,98	10,90
K ₂ O	0,34	0,27	0,26	0,33	0,21	0,46	0,62	0,24	0,49	0,47	0,61
Na ₂ O	4,22	2,28	3,43	2,38	2,62	3,30	2,81	2,50	3,04	4,13	3,15
P ₂ O ₅	0,06	0,13	0,14	0,16	0,10	0,09	0,41	0,18	0,12	8,26	0,18
L.O.I.	1,21	1,44	1,28	1,08	2,30	1,51	3,28	1,52	2,16	2,69	1,40
Total	100,02	100,03	100,02	100,02	100,06	100,02	100,10	100,01	100,08	100,14	100,04
Zr	3	70	0	146	0	31	34	86	0	134	75
Y	0	0	50	25	16	32	0	4	0	30	16
Sr	97	266	138	131	198	228	163	130	104	142	110
Rb	0	29	3	0	0	7	0	0	107	0	0
Zn	98	86	159	91	86	83	107	52	84	83	80
Cu	41	22	10	10	61	69	54	12	20	20	32
Ni	61	72	62	87	50	73	69	76	106	85	94
Cr	21	117	30	115	21	108	71	88	254	168	133
Co	19	30	27	25	29	20	23	16	32	24	30
Li	8	62	8	15	6	16	16	6	6	8	5
Pb	16	< 10	< 10	< 10	< 10	12	12	17	23	< 10	< 10

	AG-12	AG-13	AG-14	AG-15	AG-16	AG-17	AG-18	AG-19
SiO ₂	47,16	47,61	51,22	46,96	49,51	51,20	47,41	49,55
TiO ₂	1,82	1,84	1,17	2,08	0,71	1,08	1,20	0,73
Al ₂ O ₃	14,12	14,25	15,42	14,63	13,95	16,42	14,99	15,69
FeO	14,35	13,27	5,11	12,07	12,37	2,31	12,87	10,32
MnO	0,20	0,25	0,37	0,24	0,19	0,26	0,21	0,14
MgO	6,85	7,07	8,89	7,06	8,08	7,81	7,14	7,70
CaO	11,00	10,67	12,16	10,70	9,20	14,83	12,08	11,33
K ₂ O	0,37	0,30	0,38	0,45	0,21	0,49	0,29	0,29
Na ₂ O	2,49	2,59	3,60	3,16	4,39	2,69	2,65	2,70
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,05	0,25	0,05	0,26	0,07	0,07
L.O.I.	1,53	1,98	1,66	2,49	1,37	2,78	1,43	1,56
Total	100,09	100,05	100,03	100,09	100,03	100,13	100,04	100,08
Zr	79	254	106	256	55	20	43	0
Y	26	0	6	8	28	25	38	15
Sr	71	56	82	105	99	119	127	454
Rb	0	0	0	29	36	0	0	5
Zn	98	97	107	84	95	54	72	59
Cu	43	45	16	22	36	15	15	58
Ni	68	72	72	105	105	78	66	84
Cr	116	109	89	111	15	195	27	262
Co	24	13	14	26	25	20	29	25
Li	8	6	4	7	5	4	4	8
Pb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10

Table 2b.
Major and trace element analyses of amphibolites of GCN (amph1–amph 5) and amphibolite breccias and conglomerates of the Badstub Formation (B1–B21).

	Amph 1	Amph 2	Amph 3	Amph 4	Amph 5	B-1	B-7	B-10	B-11	B-16	B-21
SiO ₂	52,86	59,03	52,52	50,70	61,00	44,39	52,58	45,07	52,03	53,32	52,46
TiO ₂	0,90	0,74	1,17	1,74	0,73	1,05	1,04	1,21	1,33	1,02	1,00
Al ₂ O ₃	16,60	15,65	15,36	16,04	15,57	13,05	13,89	14,06	14,37	15,38	15,20
FeO	8,14	6,69	9,04	8,41	6,27	10,27	9,18	10,72	10,22	9,78	11,28
MnO	0,09	0,10	0,22	0,16	0,21	0,30	0,11	0,26	0,23	0,21	0,18
MgO	7,05	5,01	7,06	6,31	3,78	5,49	4,82	5,89	6,21	5,94	6,18
CaO	8,23	5,42	8,80	9,21	5,73	14,63	9,57	12,89	8,37	7,00	7,26
K ₂ O	0,91	0,90	1,21	0,99	0,83	0,44	0,45	0,32	0,43	0,53	0,36
Na ₂ O	3,30	3,84	3,16	2,97	4,41	2,80	3,66	3,12	3,66	4,01	3,46
P ₂ O ₅	0,19	0,14	0,23	0,27	0,12	0,12	0,09	0,19	0,21	0,10	0,11
L.O.I.	1,78	2,77	1,32	3,40	1,42	8,10	4,46	6,73	3,03	2,79	2,61
Total	100,05	100,29	100,09	100,20	100,07	100,64	99,85	100,46	100,09	100,08	100,10
Zr	104	183	118	270	166	16	79	122	180	53	124
Y	0	52	31	6	0	12	77	49	47	27	19
Sr	209	180	143	32	209	196	147	176	193	227	206
Rb	24	23	50	6	0	75	0	20	0	17	0
Zn	58	60	86	66	43	79	77	89	65	49	65
Cu	78	38	45	30	22	177	98	127	80	58	51
Ni	115	64	90	73	<10	52	49	59	65	54	54
Cr	171	77	191	139	<10	74	61	64	97	93	83
Co	5	24	19	18	<5	13	11	15	11	8	11
Li	9	17	6	23	6	13	6	6	9	20	10
Pb	<10	<10	<10	<10	<10	16	<10	<10	<10	<10	<10

From their textural features and mineralogical assemblages, the amphibolites are considered to be of magmatic origin. In order to determine the magma type of the amphibolite clasts and the amphibolites in the GCN the analyses are plotted on different discrimination diagrams available in the literature.

According to MIYASHIRO (1973) the FeO_{tot}, MgO, SiO₂ and TiO₂ contents usually suffer relatively little change during metamorphism and other secondary processes.

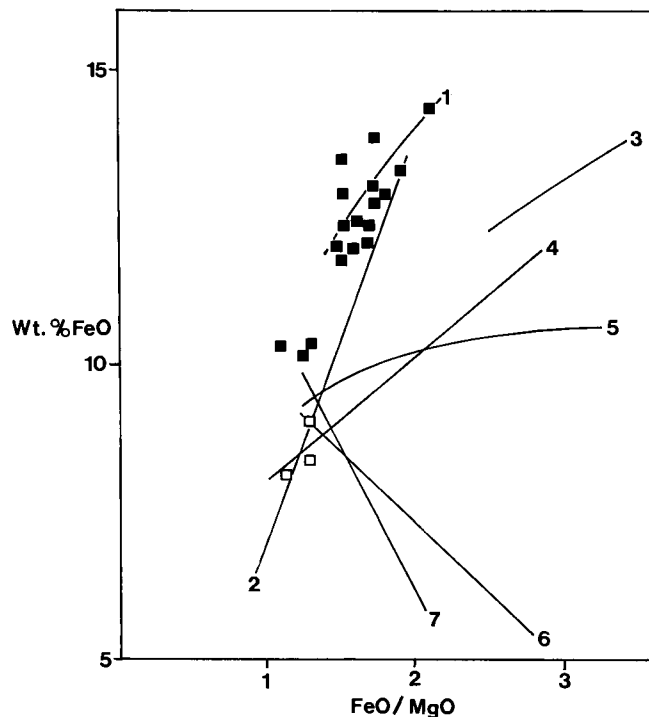


Fig. 6.
FeO vs. FeO/MgO plot (after MIYASHIRO 1973).
FeO = FeO_{tot}.
1 = Skaergaard-tholeiite; 2 = ocean floor basalts; 3–7 = different island arc basalts.
■ = amphibolite clasts of the Badstub Formation; □ = amphibolites of the GCN.

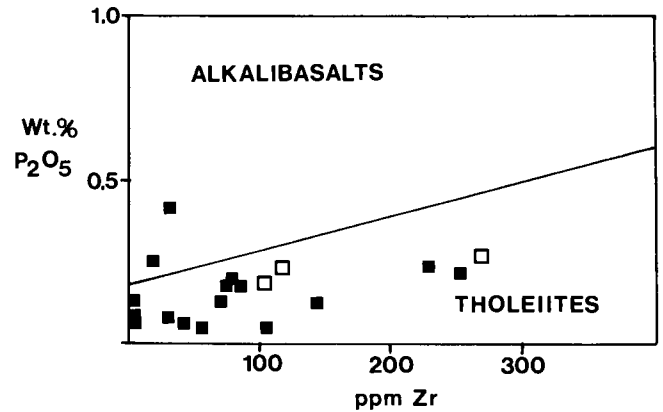


Fig. 7.
P₂O₅ vs. Zr plot (after WINCHESTER & FLOYD 1976).
Symbols as in Fig. 6.

He suggested that relations such as FeO_{tot} vs. FeO_{tot}/MgO and TiO₂ vs. FeO_{tot}/MgO are particularly useful in the study of rocks of older geological ages. A plot of the chemical data on the FeO_{tot} vs. FeO_{tot}/MgO diagram (Fig. 6) indicates a similar trend to the Skaergaard tholeiitic magma and the abyssal tholeiites of Greenland.

Several authors (PEARCE & CANN, 1971, 1973; WINCHESTER & FLOYD, 1976, 1977; FLOYD & WINCHESTER, 1978) suggested the use of immobile elements to characterize altered and metamorphosed magmatic rocks in terms of magma series (alkaline, subalkaline) and degree of differentiation (basaltic, andesitic etc.).

Plot of P₂O₅ vs. Zr (Fig. 7) shows a tholeiitic magma trend for most of the amphibolite clasts, only two samples have alkaline affinity. The tholeiitic nature of the magma can also be seen in Fig. 8, where almost all the samples plot in the tholeiitic region. However, the amphibolites from the GCN occupy a field denoted by higher MgO and Na₂O + K₂O compared to the amphibolite clasts.

According to PEARCE et al. (1975) the TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram (Fig. 9) helps to differentiate continental basalts from oceanic basalts. The chemical data of the

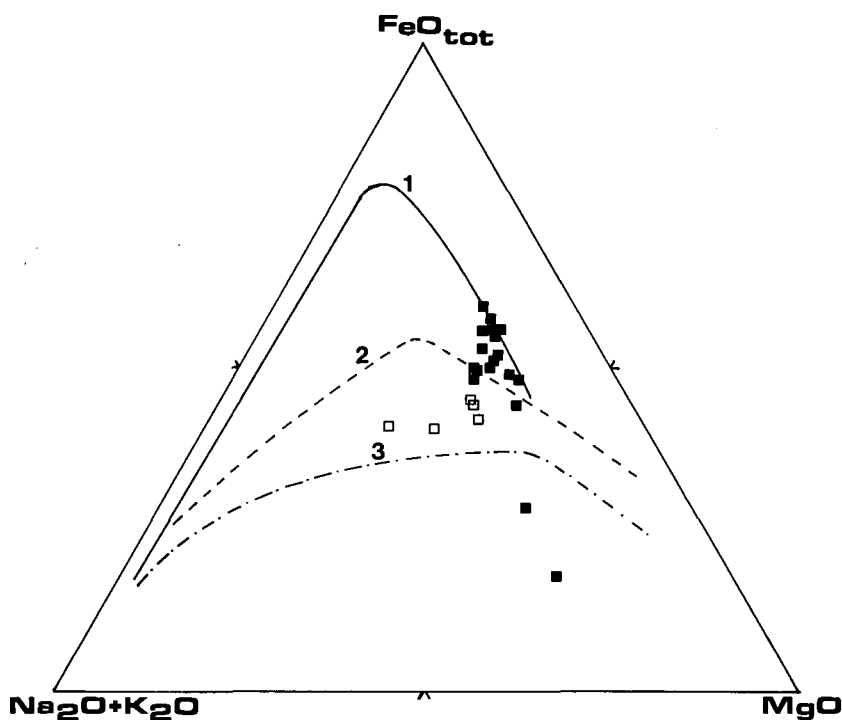


Fig. 8.
 $\text{FeO}_{\text{tot}} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ plot.
 1 = Trend of tholeiitic Skaergaard-melts (WAGNER, 1960); 2 = alkali-trend (MACDONALD & KATSURA, 1964); 3 = calcalkali-trend (TURNER & VERHOOGEN, 1960).
 Symbols as in Fig. 6.

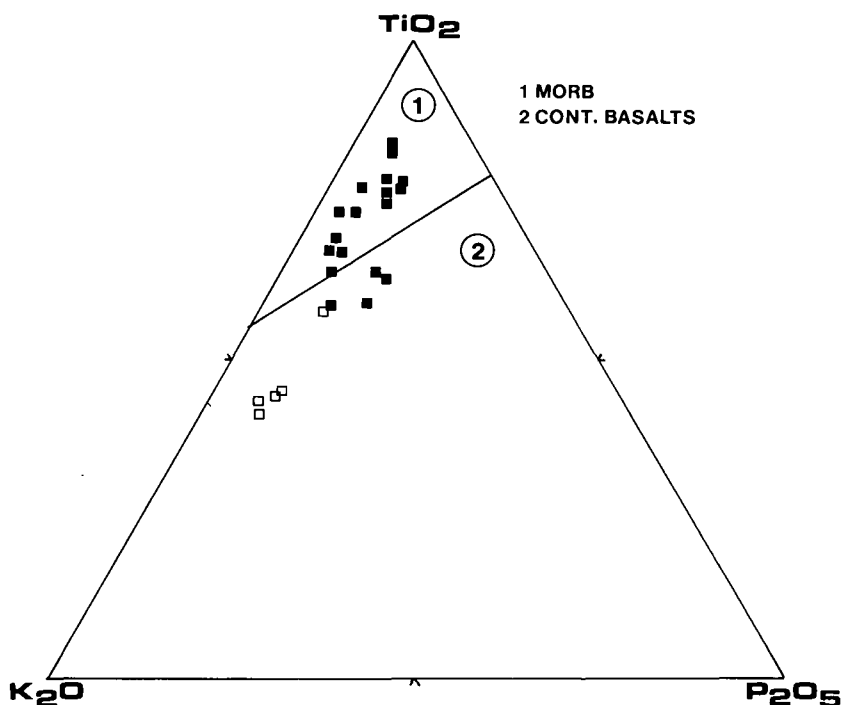


Fig. 9.
 $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ plot.
 After PEARCE et al. (1975).
 Symbols as in Fig. 6.

amphibolite clasts and amphibolites of the GCN are plotted on this diagram. Most of the analyses of the amphibolite clasts plot in the mid ocean-ridge basalt field. Some amphibolite clasts (which could have been altered) and the amphibolites of the GCN plot in the continental basalt region.

A plot of Ti/Cr vs. Ni in Fig. 10 shows that most of the amphibolite clasts and the amphibolites of the GCN occupy a region within the ocean floor basalts. The two amphibolite clast samples which plot in the island arc basalt field are those which are considered to be altered in Fig. 9.

5. Lithofacies

5.1. Structural and Textural Features of the Badstub Formation

The Badstub Formation (approximately 400 m thick), overlying thick fossiliferous shales, is a sequence of mainly amphibolite-rich breccias and conglomerates with intercalated sand-siltstones and silty shales which contain fossils at some places.

In the lower part of the Badstub Formation fine-grained, silty-sandy sediments dominate with some up

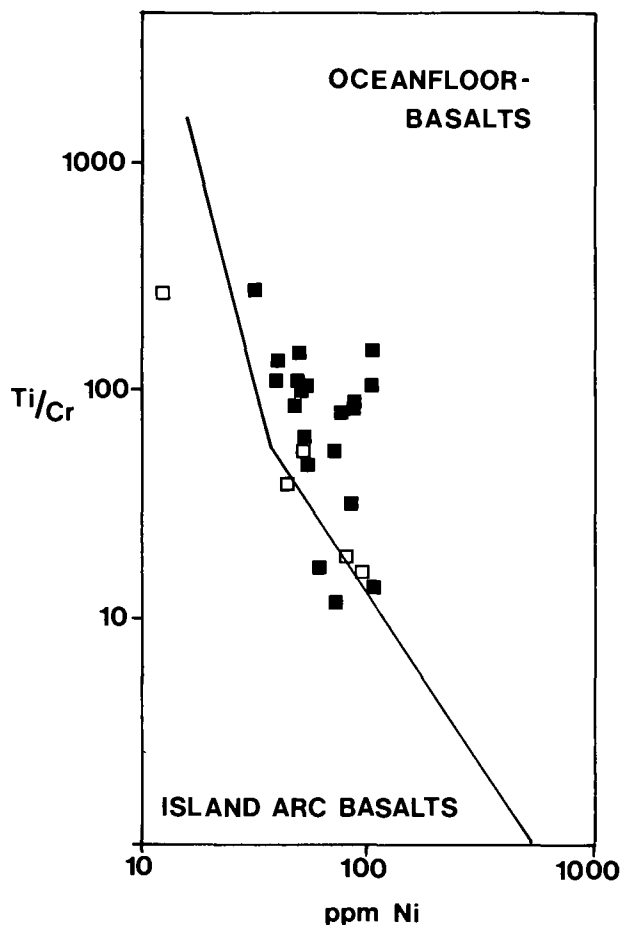


Fig. 10.
Ti/Cr vs. Ni plot.
After BECCALUVA et al. (1979).
Symbols as in Fig. 6.

to about 2 meters thick intercalated amphibolite-breccias (Fig. 12). In the middle part of the sequence which is most completely exposed in the "Jakomini Quarry" of the Nötschgraben, amphibolite-breccias with thicknesses of the single beds measuring up to about 2 meters dominate. Intercalated are dm thick sandstones and siltstones. Approximately in the middle of the sequence a several m thick shale ("Zwischenschiefer") containing a rich fauna (esp. brachiopods and corals) is intercalated.

In the upper part of the Badstub Formation, the clasts are better rounded. The sequence is built up by interstratified conglomerates rich in amphibolite-clasts, sandstones and siltstones frequently forming small scale fining upward cycles grading into fossiliferous siltstones and shales with a few conglomerate- and sandstone layers (Fig. 11). Within this upper part a several dm thick coquina-layer, composed of brachiopod-shells and spines, a few corals and foraminiferes, embedded in a dark, shaly-silty groundmass, has been recognized (Fig. 11,13).

The middle and upper parts of the Badstub Formation may be compared with the turbidite facies A (arenaceous-conglomeratic facies) of MUTTI & RICCI LUCCHI (1978).

The sheet-like breccia beds with thicknesses ranging up to about 2 meters frequently show crudely to well developed normal graded bedding ("graded beds" of WALKER, 1975, 1977, „normally graded gravel" of PICKERING et al. 1989; Fig. 14). Within a few beds crudely

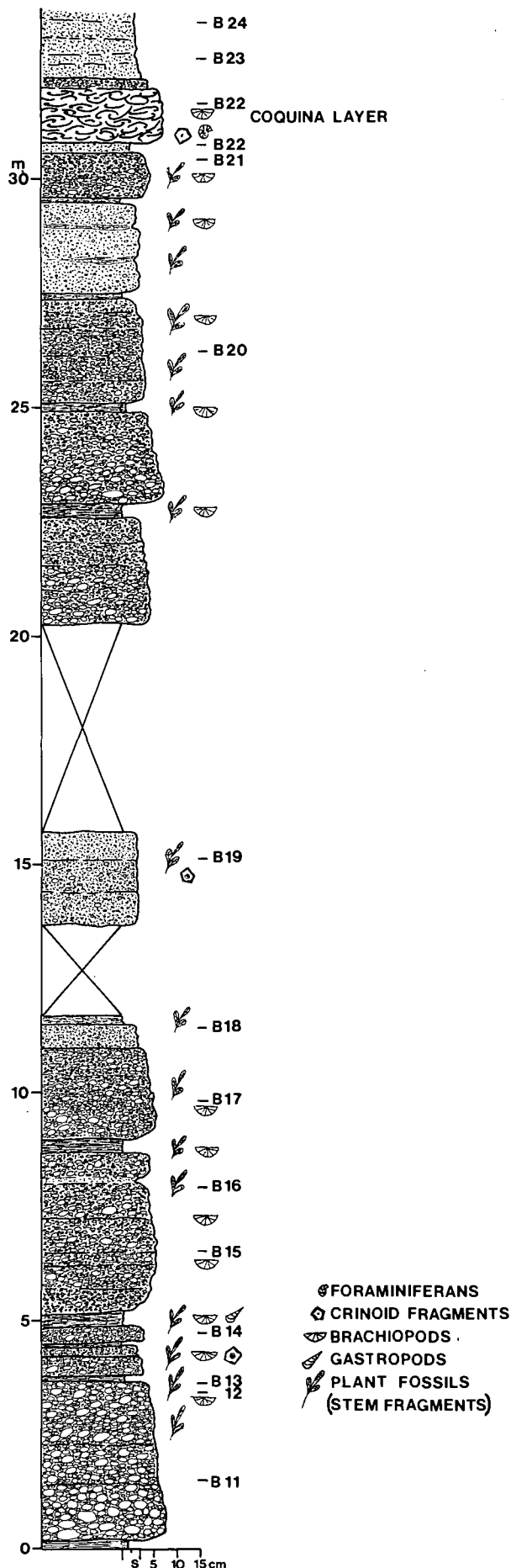


Fig. 11.
Measured vertical profile through the upper (conglomeratic) part of the Badstub Formation.



Fig. 13.
Photomicrograph of the coquina layer with brachiopod shells and spines and a foraminifer (*Tetrataxis*), embedded in a dark, shaly groundmass.
Scale bar is 1 mm.



Fig. 14.
Fine-grained amphibolite breccia with well developed normal graded bedding and crudely developed inverse grading at the base.
At the top coarse- and fine-grained sandstone.



Fig. 12.
Poorly sorted, clast-supported amphibolite breccia composed of different types of angular amphibolite clasts and a few carbonate clasts.

developed inverse grading at the base has been observed, corresponding to the "inverse- to- normally graded model" of WALKER (1975, 1977). Sorting is very poor and the clasts in most cases form a clast-supported framework (Fig. 12,16). In some beds a chaotic,

matrix-supported framework ("disorganized beds" after WALKER, 1975, 1977; "disorganized gravel" of PICKERING et al., 1989) is observed (Fig. 17).

Most clasts are angular and a few are better rounded (subangular to subrounded). The maximum clast

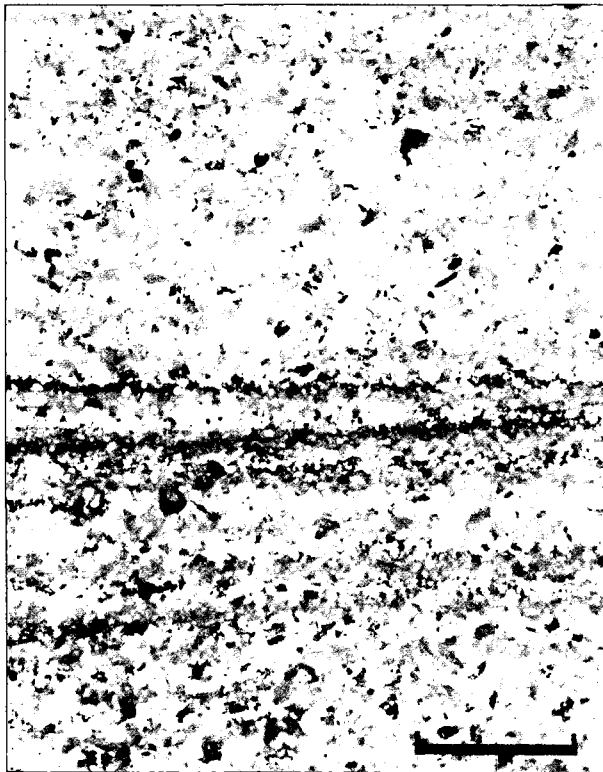


Fig. 15.
Photomicrograph of a laminated, graded, immature sandstone rich in amphibolite fragments and detrital amphiboles.
Scale bar is 1 mm.

diameter seldom exceeds 35 cm, in most cases is below 20 cm. The clasts are embedded in a sandy matrix.

In the upper part conglomerates with better rounded clasts (subangular to subrounded) and maximum diameters below 10 cm dominate. Breccias and conglomerates displaying graded bedding frequently are overlain by sandstones with thicknesses up to a few dm (Bouma divisions A, B). The sandstones frequently show horizontal lamination and normal graded bedding ("parallel stratified sand" after PICKERING et al., 1989; Fig. 15). In the lower and upper parts of the Badstüb Formation sandstones sometimes grade into laminated or massive siltstones ("structureless silt" and "graded stratified silt" after PICKERING et al., 1989) and silty shales probably representing Bouma divisions D and E(t).

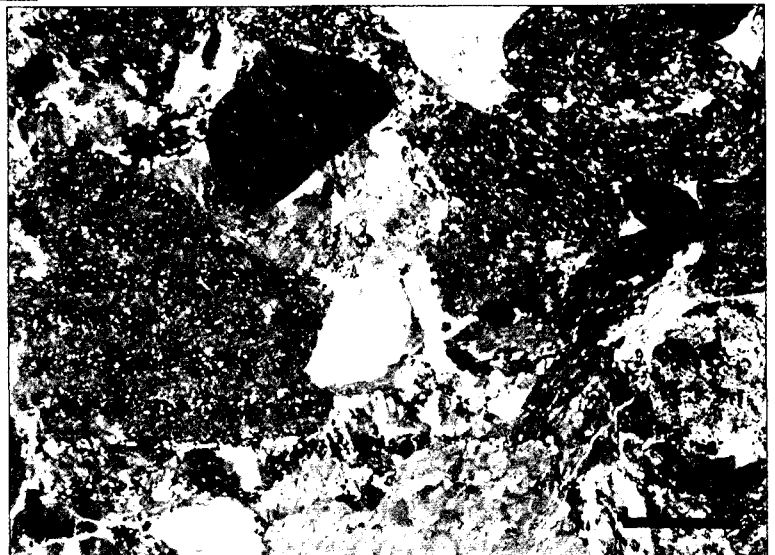


Fig. 16.
Photomicrograph of a clast-supported, fine-grained amphibolite conglomerate with different types of amphibolite clasts.
Scale bar is 2 mm.

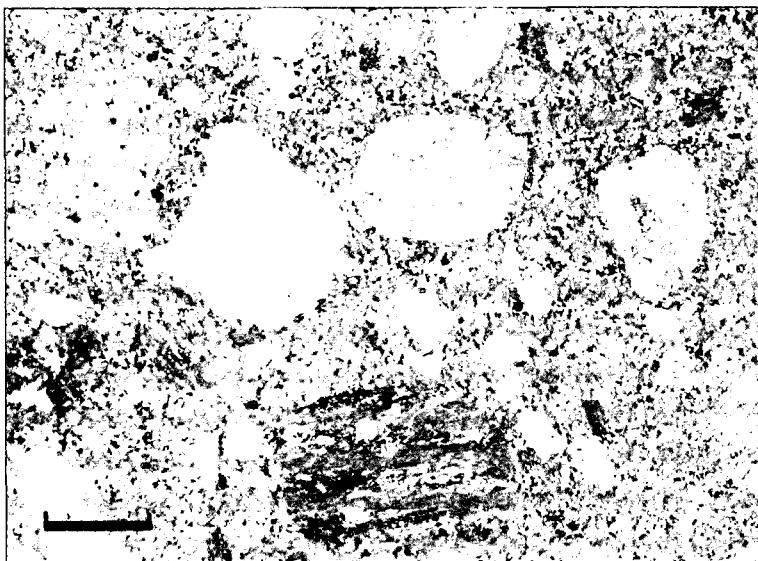


Fig. 17.
Photomicrograph of a matrix-supported, fine-grained conglomerate. Rounded amphibolite clasts and a few metamorphic clasts are embedded in a sandy groundmass rich in detrital amphiboles.
Scale bar is 2 mm.

5.2. Composition of the Sediments of the Badstüb Formation

The most frequent clasts in the breccias and conglomerates are different types of amphibolites. In the coarse-grained varieties up to about 80 % of the clasts are of this type. In the fine-grained breccias and conglomerates the content of amphibolite clasts ranges between 60 % in the middle part to 40 % in the upper part of the sequence (average values, see Table 3, Fig. 16).

Table 3.
Average composition of breccias and conglomerates of the Badstüb Formation.

	Amph-cl	o. MRF	Qp	Carb-cl	M
Middle part (12)	61	16	2	2	19
Upper part (14)	42	28	5	1	24
(6)	46	25	2	2	25

Amph-cl = amphibolite clasts; o. MRF = other metamorphic rock fragments; Qp = polycrystalline quartz; Carb-cl = carbonate clasts; M = matrix.

The other clasts are gneisses, schists, quartzites and carbonates (marbles, rarely grey limestones containing conodonts SCHÖNLAUB, 1985). The matrix content ranges from 4l in densely packed conglomerates and breccias to about 50 % in matrix-supported breccias and conglomerates (Fig. 17).

The sandy matrix is composed of poorly sorted, angular amphiboles (hornblende), amphibolite fragments, different metamorphic rock fragments mostly derived from gneisses and schists, detrital feldspars (plagioclases), detrital epidote, mono- and polycrystalline quartz, a few detrital garnets, phyllosilicate-cement and calcite cement.

Sandstones are texturally and compositionally immature (very poorly to poorly sorted, angular to subangular), showing nearly the same composition as the sandy matrix of the breccias and conglomerates (see Table 4).

5.3. Fossil Content and Age of the Badstüb Formation

Fossils (without stratigraphic significance) are found in the several m thick shale member in the middle part of the sequence ("Zwischenschiefer", brachiopods, corals and other), in conglomerates (brachiopods, crinoid stem fragments and plant fossils, see Fig. 18), sandstones (brachiopod shells and spines, crinoid stem fragments, foraminifers and plant fossils), shales (brachiopods, bivalves, crinoid stem fragments and plant fossils) and the coquina layer in the upper part of the sequence (Fig. 13).

Upper Viséan conodonts obtained from grey limestone clasts of the Badstüb Formation by SCHÖNLAUB (1985) and an Upper Viséan trilobite fauna from shales

Table 4.
Average composition of sandstones of the Badstüb Formation.

	Qm	Qp	Fsp	Hb	Ep	Am	MRF	Cc	M
Middle part (5)	3	4	11	33	5	15	11	5	13
Upper part (3)	5	8	15	19	7	5	22	2	17

Qm = monocrystalline quartz; Qp = polycrystalline quartz; Fsp = detrital feldspar; Hb = detrital hornblende; Ep = detrital epidote; Am = amphibolite fragments; MRF = metamorphic rock fragments; Cc = calcite cement; M = matrix.



Fig. 18.
Photomicrograph of an immature, coarse-grained sandstone rich in amphibolite fragments and detrital amphiboles, containing a few fossil fragments (echinoderm fragments and others).
Scale bar is 2 mm.

overlying the Badstüb Formation (HAHN & HAHN, 1987) indicate that this breccia was deposited within a very short period during the Upper Viséan.

6. Origin of the Badstüb Formation

6.1. Source Region of the Amphibolite Clasts

As discussed in the foregoing paragraph, the amphibolites are assumed to be of magmatic origin, and different variation diagrams have proved that the magma type is tholeiitic (Figs. 6,7,8,10). These amphibolite clasts were probably metamorphosed during the Hercynian time. Their mineral assemblages and mineral compositions (Table 2a,b) indicate an amphibolite facies metamorphic grade. Textural features and fossils of the Badstüb Formation clearly indicate a sedimentary origin of the breccias, conglomerates and associated sediments rich in resedimented amphibolite clasts and amphibolite-derived material.

The metamorphic and tholeiitic nature of the Badstub Formation has also been documented by TEICH (1982), although he did not sample single amphibolite clasts, but presented chemical analyses of the whole breccia which is made up of different components.

The significant problem is to determine the source region of these amphibolite clasts. For this purpose, comparative geochemical and stratigraphic work on the amphibolites of GCN and these amphibolite clasts has been undertaken.

The amphibolites of GCN which are found in the southern part of the Carboniferous of Nötsch have different geochemical patterns and plot in different fields of the variation diagrams employed. Therefore one cannot consider a similar origin for the amphibolite clasts and the amphibolites of GCN.

A comparison of the amphibolite clast data and those of Veitsch metavolcanics (PROHASKA & EBNER, 1989) shows a similarity both in magma type and tectonic position. However, the amphibolite clasts of the Badstub Formation are found to be part of a mappable sedimentary sequence which could have important geological significance compared to the small lenses or bands of the Veitsch metavolcanics whose source region also is not known. Although they are of similar magma type and tectonic position it is difficult to make a correlation.

Mapping (Fig. 1) has shown that the Carboniferous of Nötsch lies in the northern part of an important tectonic line (Periadriatic Line) separating the Southern Alps from the Eastern Alps. When one considers the tectonic position of the Badstub Formation and the general Alpine mountain building process, there seems to be a dextral strike slip movement along the Periadriatic Line which placed the Badstub Formation in its present position. Considering the tectonic position occupied by the analytical data of the amphibolite clasts on the different variation diagrams (Figs. 9,10) the original position of the amphibolite clasts is in an oceanic crustal environment.

6.2. Sedimentological Evidence of the Origin of the Badstub Formation

Following the facies model of WALKER (1975, 1977) for resedimented conglomerates of turbidite associations, the following lithofacies-types can be recognized: disorganized, graded-bed and inverse to normally graded conglomerates/breccias.

Disorganized, in most cases matrix supported breccias and conglomerates may be interpreted as cohesive debris flows (LOWE, 1979, 1982) or "true debris flows" (after MIDDLETON & HAMPTON, 1973, 1976), where the larger clasts were supported by the buoyancy and cohesiveness of the sediment-water matrix. Disorganized breccias and conglomerates may also originate from high concentration turbidity currents (PICKERING et al., 1989). According to WALKER (1975, 1977), disorganized beds are probably characteristic of submarine feeder channels or canyons. Normal graded breccia and conglomerate beds seem to be most frequent, although there are all transitions to disorganized beds.

Inverse grading at the base of some of the breccia and conglomerate beds indicate a graded traction carpet layer resulting from dispersive pressure arising from grain collisions during flow. This inverse to normally graded lithofacies is interpreted to be formed from gravelly high density currents with a basal inversely graded traction carpet layer overlain by normally graded suspension sedimentation (LOWE, 1982). Or these beds were probably combined grain flows/debris flows as discussed by HAMPTON (1979) and density-modified grain flows (LOWE, 1976), which tended to evolve forward as high density turbidity currents (LOWE, 1982; WALKER, 1975, 1977). Following the concept of WALKER (1975, 1977), the inverse to normally graded model reflects flow on a relatively steep slope and passes into the graded and the graded-stratified model as the slope flattens out on the midfan (see also WALKER, 1978, 1984).

The horizontal laminated, normally graded sandstones, frequently overlying conglomerate/breccia beds, are interpreted to be formed by sandy, high-density turbidity currents in the sense of LOWE (1982). The siltstone-layers which sometimes occur on top of the thinning- and fining-upward cycles probably originated from low-density turbidity currents, representing the "dilute tail" to the underlying high-density current sandstones (see also PICKERING et al., 1989).

Such thinning- and fining-upward cycles, which are frequently found within the Badstub Formation, esp. in its upper part, are commonly used to recognize channel deposits of submarine fans (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; SHANMUGAM & MOIOLA, 1988). These sediments also form on small slope aprons along active fault zones as reported by STOW (1985) from the Upper Jurassic Brae Oilfield Turbidite System of the North Sea. Shallow-water fossils within coarse- and fine-grained sediments of the Badstub Formation indicate sedimentation in a proximal, probably relatively shallow marine environment below wave base. Similar sediments containing fossils have been described by SURLYK (1978, 1984) from the Jurassic/Cretaceous of East Greenland and interpreted as small submarine fans (continental borderland fans) formed along fault scarps. The several m thick fossiliferous dark shales ("Zwischenschiefer") probably represent interfan mudstones.

In conclusion, the Badstubbreccia Complex is believed to represent a sedimentary sequence of submarine resedimented breccias, conglomerates, sandstones and siltstones formed by sediment gravity flows on a proximal fan or slope (slope apron, fan delta) along an active fault zone. Due to the lack of exposures the lateral facies distribution and transport direction is not known. The high content of amphibolite-derived material which is highly susceptible to weathering processes, and the coarse grain-size, indicate very rapid sedimentation, caused by tectonic movements at an active fault zone.

7. Discussion

The amphibolite breccias and conglomerates of the Badstub Formation in the Carboniferous of Nötsch represent submarine proximal fan or slope (slope apron,

fan delta) deposits of Upper Viséan age, formed by different types of sediment gravity flows.

The amphibolite clasts are derived from metamorphosed tholeiitic ocean floor basalts. As there is no evidence for a subduction zone and related arc-trench system (no volcanic arc derived material etc), the sediments probably formed along a fault zone of a passive margin active during Upper Viséan.

The strong overprinting of the Paleozoic basement of the Alpine-Mediterranean by Alpine metamorphism and tectonics, and the fact that the Carboniferous of Nötsch is tectonically isolated as a result of lateral movements along the Periadriatic Line during the Alpine tectonic cycle makes it difficult to present a paleogeographic reconstruction and geodynamic interpretation.

In general, the Upper Devonian – Lower Carboniferous was marked by convergence of Gondwana (or parts of Gondwana) and Laurasia (ZIEGLER, 1986), accompanied by large dextral transform faults (ARTHAUD & MATTE, 1977; MATTE, 1986; ZIEGLER, 1982, 1986), which are explained by westward drifting of the African plate (Gondwana) and the Eurasian plate (Laurasia) linking the Urals and Appalachians (ZIEGLER, 1984; VAI & COCOZZA, 1986).

During this transform rifting phase from Upper Devonian to Lower Silesian (VAI & COCOZZA, 1986) several microplates outlined by zones of thinned sialic crust were generated, with narrow seaways between them.

As pointed out by VAI & COCOZZA (1986) and MATTE (1986) based on relatively few paleomagnetic data (IRVING, 1977; SMITH, 1981; VAN DER VOO, 1982) large oceans between Laurasia and Gondwana did not exist during Upper Devonian – Lower Carboniferous. Moreover the Variscan deformation is the result of the collision of small microplates ("terranes", see FRISCH & NEUBAUER, 1989) with Laurasia which detached from Gondwana (see also ZIEGLER, 1984). During this time interval a large-scale westward drifting of some microplates like the Carnic-Dinaridic microplate took place (VAI, 1976, 1979).

The Carboniferous of Nötsch, now situated immediately north of the Periadriatic Line, was originally probably linked to the deep-sea clastics of the south alpine Hochwipfel Fm. and therefore part of the Southern Alps. This idea is also supported by exotic limestone clasts from the Hochwipfel and Badstüb Formation, which are of the same age and display the same microfacies types and therefore are probably derived from the same source (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990).

From the petrographic, mineralogic and sedimentologic data presented in the foregoing sections, the sediments of the Carboniferous of Nötsch, especially those of the Badstüb Formation, were most likely deposited at an active fault zone (?transform fault) of a relatively narrow seaway between the Carnic-Dinaridic microplate and an East Alpine microplate, which opened during large-scale transcurrent faulting and rifting as proposed by VAI (1979) and VAI & COCOZZA (1986).

Although the exact age of metamorphism of the amphibolite clasts is not known, metamorphism of tholeiitic ocean floor basalts probably took place during an early stage of transform faulting along a fracture zone. Similar processes have recently been described from the Vema fracture zone of the equatorial Mid-Atlantic

Ridge by HONNOREZ et al. (1984). It is suggested that during a later stage of transform faulting and rifting, this metamorphosed ocean floor basalts were redeposited on small submarine fans or slope aprons along an active fault zone, forming the amphibolite breccias and conglomerates of the Badstüb Formation.

Acknowledgments

This research was supported by the Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Project P6651 E. We thank Prof. Dr. H. MOSTLER (Innsbruck), Prof. EBNER, Doz. PROHASKA and Dr. McELDUFF (Leoben) for critical comments, and Dr. TESSADRI (Innsbruck) for the trace element analyses. AM would like to thank Prof. PURTSCHHELLER for his permission to use the research facilities of the institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck during the progress of the project and Prof. STUMPFL (Leoben) for his encouragement and support during the preparation of the manuscript.

References

- ANGEL, F. (1932): Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **69**, 5–24, Graz.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and North Africa: results of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 1305–1320, Boulder.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, P. & OHNENSTETTER, M. (1979): Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites – application to some ophiolites. – Can. J. Earth Sci., **16**, 1874–1882.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968): Empirical correction factors for the electron probe micro-analyses of silicates and oxides. – J. Geol., **76**, 382–403, Chicago.
- FELSER, T.O. (1936): Die Badstüb-Breccie der Karbonscholle von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – Zentralbl. Mineral. Geol. Paläont. B., **8**, 305–308, Stuttgart.
- FLOYD, & A. & WINCHESTER, J.A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. – Chem. Geol., **21**, 231–306, Amsterdam.
- FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.&. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRÄINER, K. (1990): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps). – Proceedings (pre-print), 15–19, Udine.
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. – Halle (M. Niemeyer) 514p.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. – Geol. Soc. Am., Spec. Paper, **230**, 91–100, Boulder.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129/3+4**, 567–619, Wien.
- HAMPTON, M.A. (1979): Buoyancy in debris flows. – Jour. Sed. Petrol., **49**, 753–758, Tulsa.
- HEY, M.H. (1954): A new review of chlorites. – Min. Magazine, **30**, 277–292, London.
- HOINKES, G. (1978): Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Öztaler Alpen, Südtirol). – N. Jb. Miner. Abh., **131**, 272–303, Stuttgart.

- HONNOREZ, J., MEVEL, C. & MONTIGNY, R. (1984): Occurrence and significance of gneissic amphibolites in the Vema fracture zone, equatorial Mid-Atlantic Ridge. – In: GASS, I.G., LIPPARD, S.J. & SHELTON, A.W. (Eds.): *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, Geol. Soc. Spec. Publ., **13**, 121–130, Oxford.
- IRVING, E. (1977): Drift of the major continental blocks since the Devonian. – *Nature*, **270**, 304–309, London.
- KIESLINGER, F. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – *Carinthia II*, Sdh. **17**, 384p., Klagenfurt.
- KODSI, G.M. & FLÜGEL, H.W. (1970): Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – *Carinthia II*, **160/80**, 7–17, Klagenfurt.
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. (1981): Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. – *Am. J. Sci.*, **281**, 127–175, New Haven, Conn.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. – *Am. Mineralogist*, **63**, 1023–1052, Richmond, Virginia.
- LOWE, D.R. (1976): Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. – *Sedimentology*, **23**, 285–308, Oxford.
- LOWE, D.R. (1979): Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. – *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **27**, 75–82, Tulsa.
- LOWE, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *Jour. Sed. Petrol.*, **52**, 279–297, Tulsa.
- MACDONALD, G. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. – *J. Petrol.*, **5**, 82–113, Oxford.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 329–374, Amsterdam.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1973): Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. – In: *Turbidites and Deep-Water Sedimentation: Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Section Short Course Lecture Notes*, p. 1–38, Tulsa.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. – In: STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J. & (Eds.): *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, New York (Wiley) 197–218.
- MIYASHIRO, A. (1973): The Troodos Ophiolitic Complex was probably formed in an island arc. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 218–224, Amsterdam.
- MOGESSIE, A., TESSADRI, R. & VELTMAN, C.B. (1990): EMP - AMPH - a Hypercard program to determine the name of an Amphibole from Electron Microprobe Analysis according to the International Mineralogical Association Scheme. – *Computers and Geosciences*, **16**, 309–330.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1978): Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to Facies Analysis. – *Internat. Geology Rev.*, **20**, 125–166, Falls Church, Virginia.
- PEARCE, J. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. – *Tectonophysics*, **25**, 4–67, Amsterdam.
- PEARCE, J. & CANN, J. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 339–349, Amsterdam.
- PEARCE, J. & CANN, J. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290–300, Amsterdam.
- PEARCE, T.H., GORMANN, B.E. & BIRTETT, T.C. (1975): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 419–426, Amsterdam.
- PICKERING, T.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1989): *Deep Marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics*. – 416 p., London (Unwin Hyman).
- PRICE, W.J. (1979): *Spectrochemical Analysis by Atomic Absorption*. – 392 p., London (Heyden).
- PROHASKA, W. & EBNER, F. (1988): *Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwackenzone*. – *Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, **197**, 191–205, Wien.
- ROCK, N.M.S. & LEAKE, B.E. (1984): The international mineralogical association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences. – *Mineral. Mag.*, **48**, 211–227, London.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profiles im Nötschgraben westlich Villach. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, 359–365, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Das Karbon von Nötsch. – In: *Erläuterungen zu Blatt 200 Arnoldstein*, 24–25, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – *Jb. Geol. B.-A.* **127/4**, 673–692, Wien.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1988): Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification, and Reservoir Potential. – *Earth-Science Reviews*, **24**, 383–428, Amsterdam.
- SMITH, A.G. (1981): Phanerozoic equal-area maps. – *Geol. Rundsch.*, **70**(1), 91–127, Stuttgart.
- STOW, D.A.V. (1985): Brae Oilfield Turbidite System, North Sea. – In: BOUMA, A.H., NORMART, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.) (1985): *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. – 231–236, New York (Springer).
- SURLYK, F. (1978): Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland). – *Gronlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin* **128**, 1–108, Kopenhagen.
- SURLYK, F. (1984): Fan-Delta to Submarine Fan Conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Greenland. – In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir* **10**, 359–382, Calgary.
- TEICH, T. (1982): Zum Chemismus der Badstubbekkie im Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – *Carinthia II*, **172/92**, 91–96, Klagenfurt.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich, Bd. I. Die Zentralalpen*. – 766 p., Wien (F. Deuticke).
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and Metamorphic Petrology*. – New York (McGraw Hill).
- VAI, G.B. (1976): *Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi*. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **13**, 7–37, Roma.
- VAI, G.B. (1979): Tracing the Hercynian structural zones across "Neo-Europa": an introduction. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **20**, 39–45, Roma.
- VAI, G.B. & COCOZZA, T. (1986): Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – *Bull. Soc. geol. France*, **1986** (8), t. II, no 1, 95–114, Paris.
- VAN DER VOO, R. (1982): Pre-Mesozoic Paleomagnetism and Plate Tectonics. – *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, **10**, 191–220, Amsterdam.
- WAGNER, L.R. (1960): The major element variation of the layered series of the Skaergaard intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. – *J. Petrol.*, **1**, 364–398, Oxford.
- WALKER, R.G. (1975): Generalized facies models for re-sedimented conglomerates of turbidite association. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 737–748, Boulder.
- WALKER, R.G. (1977): Deposition of upper Mesozoic re-sedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. – *Geol. Soc. America Bull.*, **88**, 273–285, Boulder.

- WALKER, R.G. (1978): Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **62**, 932–966, Tulsa.
- WALKER, R.G. (1984): Turbidites and associated coarse clastic deposits. – In: WALKER, R.G. (Ed.): *Facies Models* (2nd Ed.), Geoscience Canada, Reprint Series, **1**, 171–188, Toronto.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459–469, Amsterdam.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – *Chem. Geol.*, **20**, 325–343, Amsterdam.
- ZIEGLER, P.A. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. – 130 p., Amsterdam (Elsevier).
- ZIEGLER, P.A. (1984): Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – a working hypothesis. – *Geol. Mijnbouw*, **63**(1), 93–108, Amsterdam.
- ZIEGLER, P.A. (1986): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 303–328, Amsterdam.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. November 1990.

Sedimentologische Untersuchungen der Vöcklaschichten (Innviertler Gruppe, Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone im Gebiet der Vöckla und der Ager

Von HANS GEORG KRENMAYR*)
Mit 14 Abbildungen und 2 Tabellen

*Oberösterreich
Molassezone
Innviertler Gruppe
Vöcklaschichten
Lithofazies
Paläoströmung
Sedimentologie
Sedimentpetrologie
Spurenfossilien
Ottnangien*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 47, 48, 66

Inhalt

Zusammenfassung	83
Abstract	84
1. Einleitung	84
2. Lithofazielle Gliederung der Vöcklaschichten und ihres Übergangsbereiches in die Atzbacher Sande	89
2.1. Lithofaziestypen	89
2.1.1. Lithofazies A ₂	89
2.1.2. Lithofazies B ₁	89
2.1.3. Lithofazies B ₂	91
2.1.4. Lithofazies C ₁	91
2.1.5. Lithofazies C ₂	91
2.1.6. Lithofazies C ₃	92
2.1.7. Lithofazies C ₄	93
2.1.8. Lithofazies C ₅	93
2.2. Lithofaziesbeziehungen	93
3. Spurenfossilien	93
3.1. Fazielle Folgerungen	95
4. Paläoströmungen	95
5. Granulometrische Untersuchungen	95
6. Diskussion des sedimentären Environments	98
Dank	99
Literatur	99

Zusammenfassung

Die Vöcklaschichten und ihr Übergangsbereich in die hangenden Atzbacher Sande wurden im Gebiet Vöcklamarkt – Attnang-Puchheim (Oberösterreich) faziell untersucht. Allgemein handelt es sich dabei um sandreiche, marine Sedimente des Unteren Ottnangiens (Innviertler Gruppe, Untermiozän).

Die Sedimentstrukturen wurden in zahlreichen Detailprofilen dokumentiert. In Anlehnung an die lithofazielle Gliederung, die P. FAUPL & R. ROETZEL (1987) für die Atzbacher Sande vorgelegt haben, werden auch in den Vöcklaschichten mehrere Lithofaziestypen unterschieden.

Die Hauptmasse der Vöcklaschichten wird den vergleichsweise pelitreichen Lithofaziestypen C₁ bis C₅ zugeordnet. Sie werden hauptsächlich von Linsenschichtung, Flaserschichtung und welliger Wechselschichtung in allen Übergängen aufgebaut. Mit Ausnahme der Lithofazies C₁ weisen sie alle eine sehr hohe Bioturbationsrate auf. Lithofazies C₅ ist sogar durch eine weitgehende Gefügezerstörung aufgrund der intensiven Verwühlung charakterisiert. Lithofazies C₃ zeichnet sich durch das Auftreten zahlreicher, meist steilwandiger Rinnenstrukturen im Dezimeter- bis Meterbereich aus. Für die Lithofaziestypen C kommt ein Ablagerungsraum nahe der Tidenniedrigwasserlinie in Betracht. Für die Lithofazies C₂, C₃, C₄ und C₅ wird die Zuordnung in ein intertidales Milieu diskutiert.

*) Anschrift des Verfassers: Mag. HANS GEORG KRENMAYR, Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien.

Die Lithofaziestypen B₁ und B₂ bezeichnen die sandreichen, allgemein im Dezimeterbereich gebankten Sedimentanteile mit häufigen Schrägschichtungsstrukturen, erosiven Setgrenzen, mud drapes sowie Pelitklastenbelägen auf den Leebblättern und einer geringeren Bioturbation. Die pelitischen Intervalle sind meist nur wenige Zentimeter mächtig. Als Ablagerungsraum für die Lithofazies B₁ und B₂ werden subtidale Sandfelder mit kleinen Sandwellen und dazwischenliegenden Rippfeldern angenommen.

Die massigen Sande der Lithofazies A₂ wurden nur in einem Aufschluß angetroffen. Sie werden als Sediment großer, longitudinaler Sandbänke in breiten Rinnen gedeutet.

In den Vöcklaschichten ist ein sehr enges Ineinandergreifen der diversen Lithofaziestypen innerhalb einzelner Aufschlüsse zu beobachten.

Der Übergang in die Atzbacher Sande vollzieht sich ungefähr binnen 30 Mächtigkeitsmetern indem die pelitreicheren Lithofaziestypen C immer mehr zurücktreten.

Insgesamt legt die Analyse der Sedimentstrukturen und Lebensspuren sowie der durchgeführten Korngrößen- und Paläoströmungsmessungen, die Annahme eines gezeitenbeeinflussten Flachmeerbereiches, wahrscheinlich sogar teilweise intertidales Milieu, als Ablagerungsraum für die Vöcklaschichten nahe.

Sedimentological Investigations of the Vöckla Beds (Innviertel Group, Ottnangian) in the Molasse Zone of Upper Austria in the Area of the Rivers Vöckla and Ager

Abstract

The facies of the Vöckla Beds and of the transition zone into the overlying Atzbach Sands was investigated in the area between Vöcklamarkt and Attnang-Puchheim (Upper Austria).

Generally these sediments are very sand-rich, marine deposits of Lower Ottnangian age (Innviertel Group, Lower Miocene).

The sedimentary structures were documented in many detailed profiles. Based upon the suggestion of a lithofacial classification of the Atzbach Sands by P. FAUPL & R. ROETZEL (1987), several types of lithofacies are distinguished in the Vöckla Beds.

The main bulk of the sediments is ascribed to the relatively pelitic lithofacies-types C₁ to C₅. They are built up mainly by lenticular bedding, flaser bedding and wavy bedding, with all transitional types. Except lithofacies C₁, they all show a very high rate of bioturbation. Particularly lithofacies C₅ is characterized by nearly complete distortion of the original sedimentary structures, due to very strong bioturbation. Lithofacies C₃ is defined by the existence of numerous channels, some decimeters to meters wide, showing mostly steep walls. For lithofacies C a sedimentary environment close to the middle low-water-line seems very likely. For the lithofacies C₂, C₃, C₄ and C₅ an intertidal environment is discussed.

The lithofacies B denotes the sand-rich parts of the sediment, generally stratified in the decimetre-range and with less intense bioturbation. Cross-stratification, erosive planes and reactivation planes, as well as mud drapes and mud clasts on the foreset laminae are abundant. Most pelitic intervals are only a few centimetres thick. As sedimentary environment for lithofacies B subtidal sandfields, covered by small sandwaves and ripples can be assumed.

The structureless sands of lithofacies A₂ could be observed in only one locality and are interpreted as deposits of large, longitudinal sandbars within broad, subtidal channels.

The Vöckla Beds show a very intimate interfingering of the different lithofacies-types, which can be studied in single outcrops. The transition into the Atzbach Sands occurs within some 30 metres by a systematic decrease of the pelitic lithofacies-types C.

Summing up, the analysis of sedimentary structures and bioturbation, as well as the investigation of the grain-size data and paleocurrent data suggest, that the deposition of the Vöckla Beds took place in a very shallow marine environment with strong tidal influence. Partly even intertidal conditions may have existed.

1. Einleitung

Der oberösterreichisch-salzburgische Anteil des Molassebeckens war während des Unteren Miozäns vom Oberen Eggenburgien bis zum Ottnangien von einem schmalen Meeresbereich erfüllt.

Einen Überblick über die Sedimente dieses Zeitraums in der Molassezone von Oberösterreich und Salzburg gibt Tab. 1, beruhend auf der Gliederung von F. ABERER (1958).

Die marinen Sedimente der Innviertler Gruppe entsprechen dem Unteren und Mittleren Ottnangien. Sie sind vor allem in Oberösterreich, wo auch das Arbeitsgebiet liegt, sehr weit verbreitet.

Ziel dieser Arbeit, die auf einer Diplomarbeit am Institut für Geologie der Universität Wien basiert, ist eine sedimentologische Erfassung und fazielle Interpretation der Vöcklaschichten, die das liegendste Schichtglied der Innviertler Gruppe darstellen. Ihre Mächtigkeit wird von F. ABERER (1958, S. 49) mit 250–280 m angegeben,

wobei allerdings nur der hangende Anteil oberflächlich aufgeschlossen und somit der Bearbeitung zugänglich ist.

Die Vöcklaschichten sind gegen Hangend mit den sandreicheren Atzbacher Sanden durch einen kontinuierlichen Übergang verbunden. Generell handelt es sich bei beiden Schichtgliedern um sehr sandreiche Sedimente mit wechselnden Anteilen von harten, siltig-mergeligen Zwischenlagen.

Das sedimentäre Environment der Atzbacher Sande wird bei P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, S. 443 f.) zusammenfassend als „gezeiten-beeinflußter, sandreicher, subtidaler Flachmeeresbereich“ beschrieben. Für den Übergangsbereich in die Vöcklaschichten vermuten diese Autoren bereits eine große Nähe zur Tidenniedrigwasserlinie, eventuell sogar intertidales Milieu.

Die Vöcklaschichten und Atzbacher Sande bauen gemeinsam mit dem wesentlich pelitreicheren, zuoberst liegenden Ottnanger Schlier den Robulusschlier s.l. auf, der gegen W mit dem mittleren Anteil der Sand-

Tabelle 1.
Stratigraphische Tabelle der Schichtfolge des Oberen Eggenburgiens und des Ottnangiens der Molassezone von Oberösterreich und Salzburg (aus P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, S. 419).
Die Mächtigkeiten wurden entsprechend den Angaben von F. ABERER (1958) ergänzt.

		MOLASSEZONE IN OBERÖSTERREICH UND SALZBURG			
		SW- und W-Teil	Zentraler Teil	N-Teil	E-Teil
O T T N A N G I E N	OBER	ONCOPHORASCHICHTEN	ONCOPHORASCHICHTEN 15-20m		
	MITTEL	S A N D - S C H O T T E R G R U P P E	TREUBACHER SANDE 20-30m BRAUNAUER SCHLIER 30-40m MEHRNBACHER SANDE 60-80m RIEDER SCHICHTEN (ROTALISCHLIER) 60-80m	GLAUKONITISCHE SERIE	
	UNTER		OTTNANGER SCHLIER 80-100m ATZBACHER SANDE 60-80m VÖCKLASCHICHTEN 250-280m	ROBULUSSCHLIER S.L.	ROBULUSSCHLIER S.L. + ENZENKIRCHNER SANDE + PHOSPHORITSANDE - FOSSILREICHE GROBSANDE
EGGENBG.		HALLER FORMATION 560-830m			HALLER FORMATION

Schottergruppe verzahnt ist. Diese wird paläogeographisch als Fan-Delta einer Ursalzach betrachtet (F. TRAUB, 1948; F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1949; J. HERBST, 1985; P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987), das auch der Haupteinspeisungspunkt für das Sedimentmaterial im übrigen Becken gewesen sein dürfte.

Gegen E und NE ist nur die Fortsetzung der Vöcklaschichten als dem liegendsten Anteil des Robulusschliers s.l. erhalten. Nach den Angaben von F. ABERER (1958, S. 56) gehen diese in E Richtung ab Kremsmünster, in NE Richtung schon ab Attnang-Puchheim – Schwannstadt kontinuierlich in den auch mikropaläontologisch definierten Robulusschlier s.str. über. Nach N zu geht aus allen drei Schichtgliedern des Robulusschliers s.l. der einheitliche Robulusschlier s.str. hervor. Dieser wird von F. ABERER (1958, S. 49) als „grauer, glimmeriger, gut geschichteter Tonmergel mit dünnen Feinsandlagen und -bestegen“ charakterisiert. Diese Beschreibung spricht für eine größere Wassertiefe, als sie für die Vöcklaschichten und Atzbacher Sande angenommen wird.

Bezüglich der räumlichen Beziehungen von Vöcklaschichten, Atzbacher Sanden und Ottnanger Schlier gibt es noch viele Unklarheiten. Sicher aber sind die

drei Einheiten regional, und zum Teil sogar lokal betrachtet über bedeutende Höhendifferenzen miteinander verzahnt.

Im Liegenden der Vöcklaschichten folgt konkordant die Haller Formation des Eggenburgiens. Die Grenze zwischen beiden Einheiten ist weder lithologisch noch paläontologisch fixiert. F. ABERER (1958, S. 45) beschreibt den „Haller Schlier“ als „mergelige Beckenfazies“ mit „grünlichgrauen, feinsandig-glimmerigen, unruhig geschichteten Tonmergeln mit zahlreichen dünnen, feinkörnigen Sanden sowie harten Kalksandsteinlagen und -linsen.“

Eine Beschreibung der übrigen in Tab. 1 angeführten Schichtglieder sowie weitere Hinweise zur regionalen Geologie der Molassezone finden sich in der Arbeit von P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, S. 416ff.).

Geologisch gesehen liegt das Arbeitsgebiet zur Gänze im Bereich der ungestörten Molasse, rund 5 km von der Flyschüberschiebungslinie entfernt, ist also von tektonischen Bewegungen nicht oder fast nicht mehr betroffen. F. ABERER (1958, S. 50) spricht von einer „deutlichen, etwa 2-3° gegen NNW fallenden Schichtung“, die tektonisch bedingt und an den festen Tonmergellagen in den großen Aufschlüssen zu erkennen

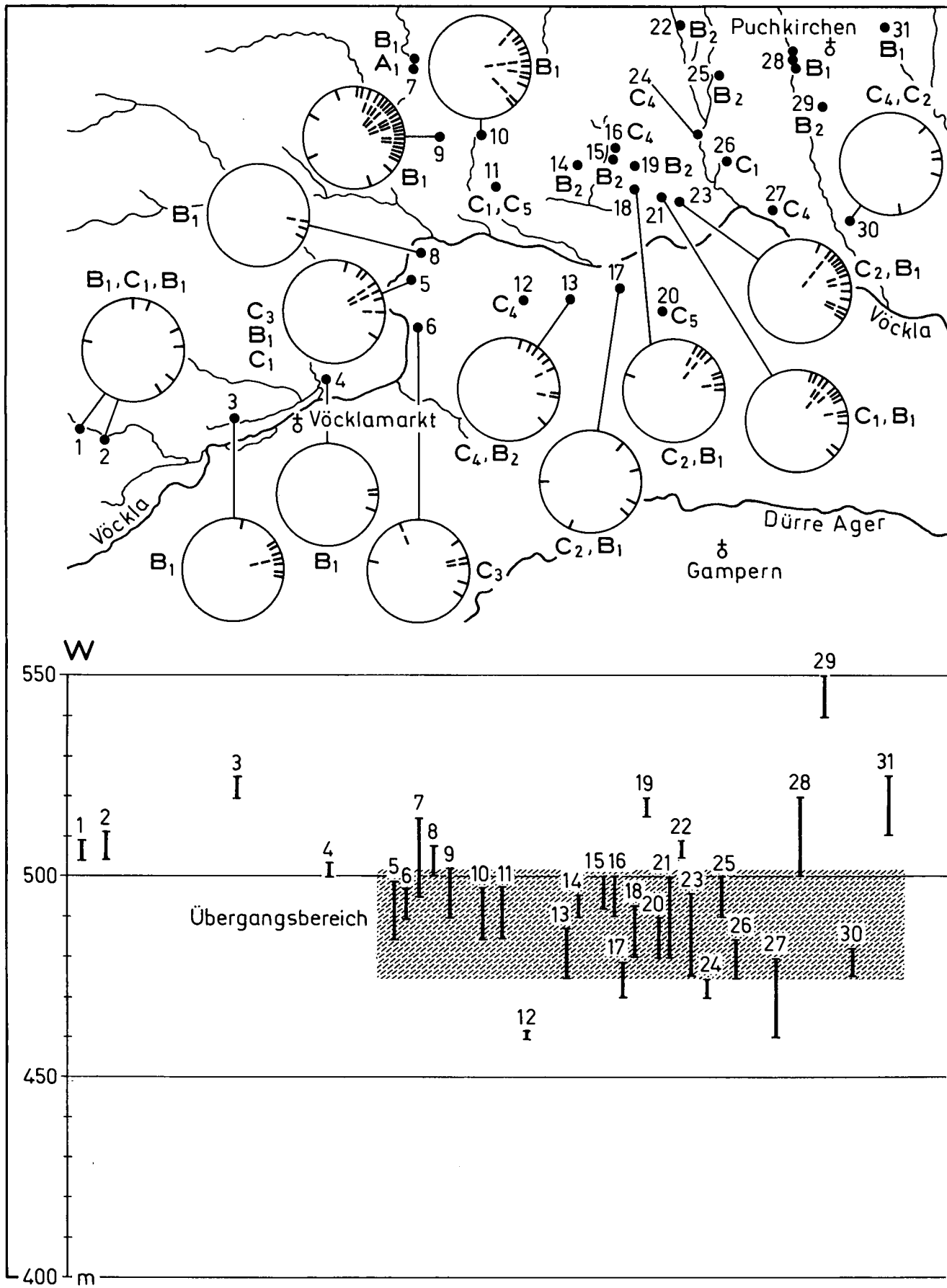
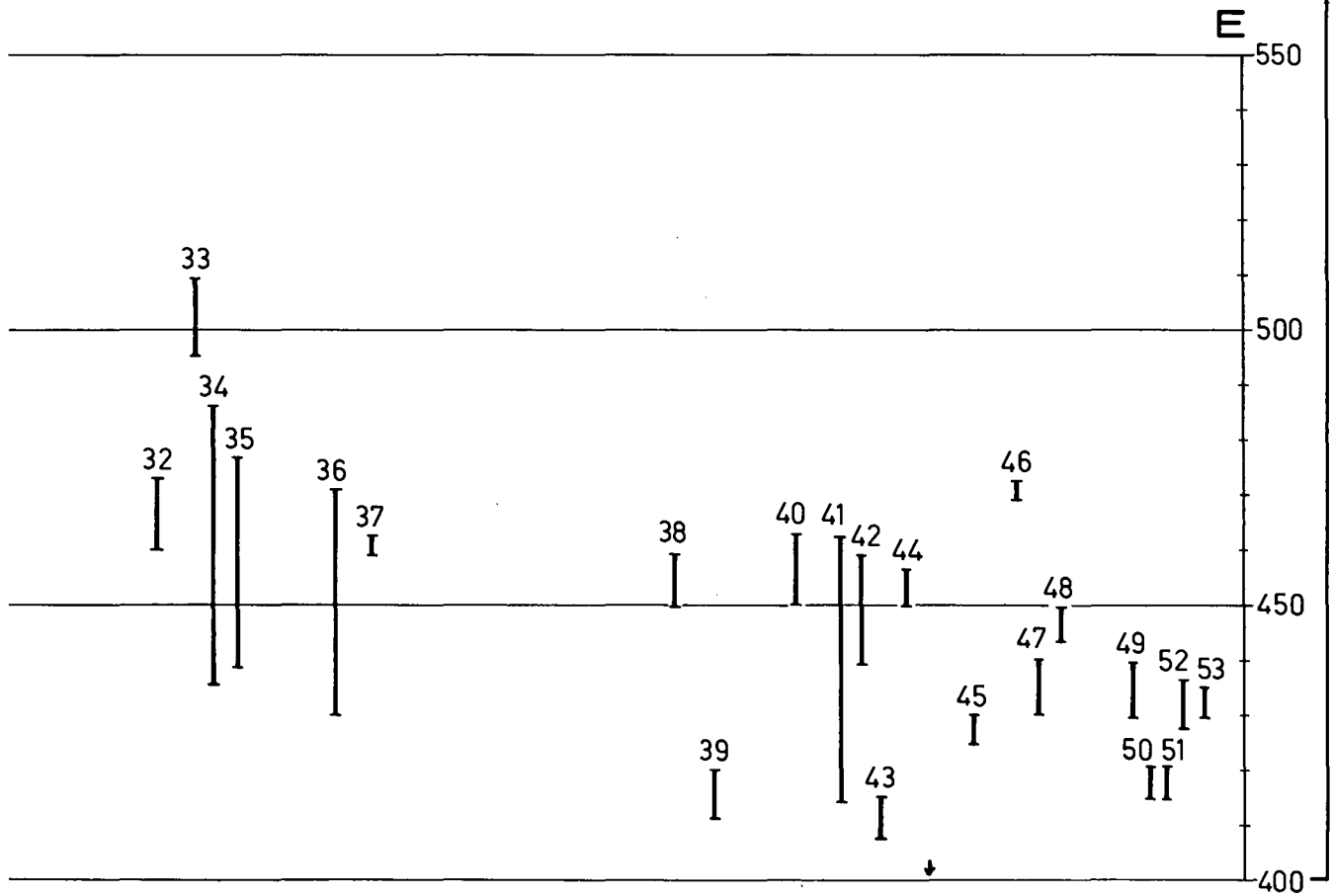
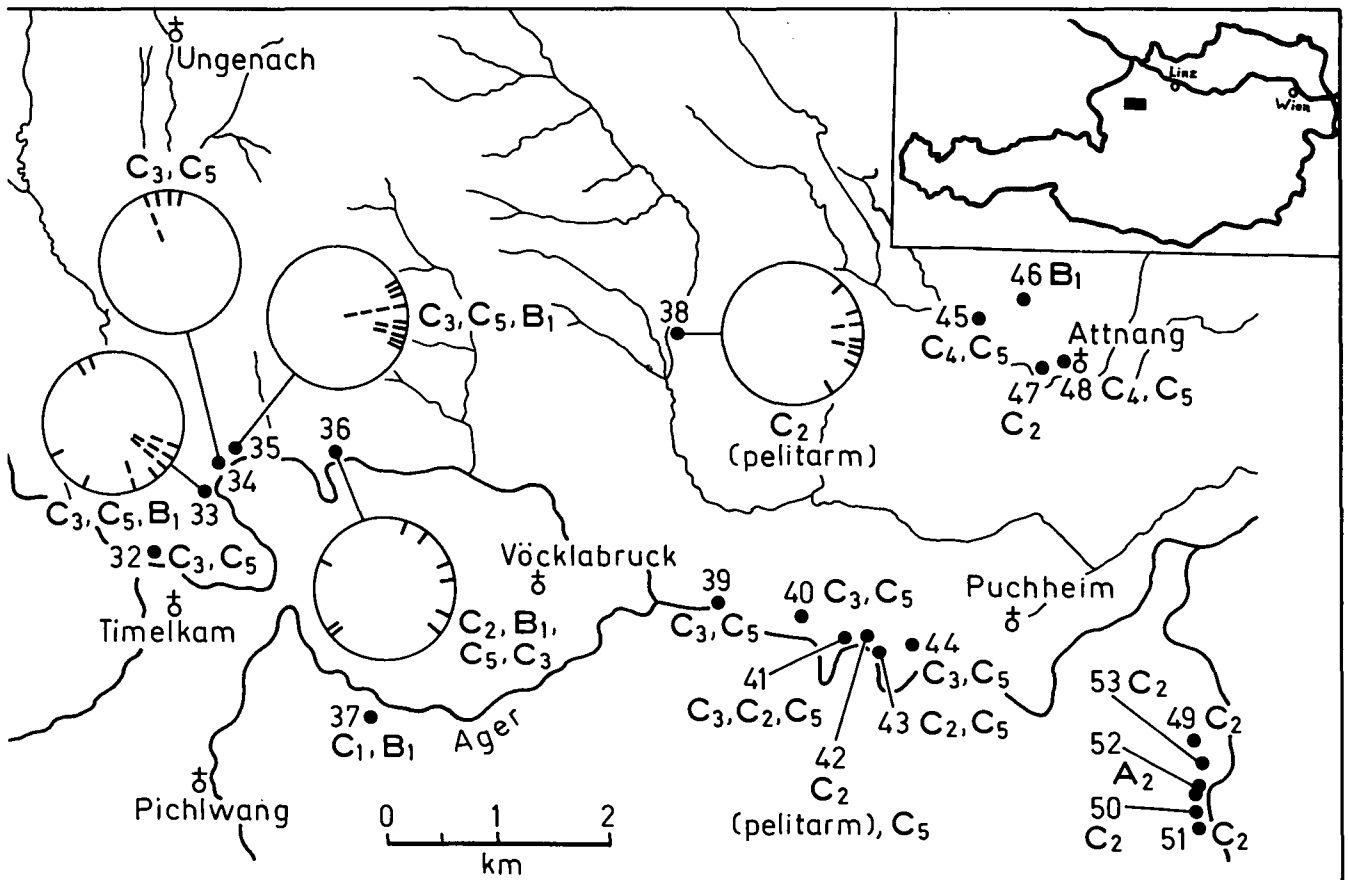


Abb. 1. Geographische Lage der bearbeiteten Aufschlüsse, ihre Einordnung in das Lithofaziesschema (vgl. Tab. 2) und die zugehörigen Paläoströmungsdiagramme (oben) sowie die Höhenverteilung der Aufschlüsse (unten; Projektion auf einen W-E-Schnitt).



sei; diese Beobachtung konnte nicht nachvollzogen werden.

Geographisch liegt der Bereich der bearbeiteten Aufschlüsse in der oberösterreichischen Molassezone im Gebiet der Ager und der Vöckla (Abb. 1). In den Prallhängen dieser Flüsse befinden sich auch einige natürliche Großaufschlüsse, die die sedimentologische Bearbeitung besonders reizvoll gestalten. Fast alle übrigen Aufschlüsse finden sich in sogenannten „Rötzgruben“, aus denen die Bauern das im Volksmund als „Schliersand“ bezeichnete Material in riesigen Mengen auf die Felder führten, bis der Kunstdünger diese Art der Bodenverbesserung verdrängte. Der Sand wirkte dabei bodenlockernd auf die meist schweren, lehmigen Böden des Gebietes, während die mergeligen Zwischenlagen als Kalkdünger dienten.

2. Lithofazielle Gliederung der Vöcklaschichten und ihres Übergangsbereiches in die Atzbacher Sande

Die geographische Lage der Aufschlüsse (Nr. 1–53) und ihre lithofazielle Einstufung ist Abb. 1 zu entnehmen.

Ausschlaggebend für verschiedene Schlußfolgerungen ist auch die Höhenverteilung der Aufschlüsse, die ebenfalls aus Abb. 1 ersichtlich ist.

In 17 der insgesamt 45 neubearbeiteten Aufschlüsse wurden detaillierte Profile, vor allem der Sedimentstrukturen und der bioturbaten Gefüge, im Maßstab 1 : 40 aufgenommen.

In die lithofazielle Gliederung, die P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, S. 420ff.) für die Atzbacher Sande und Enzenkirchner Sande vorgelegt haben (Tab. 2) und in der auch einige Aufschlüsse aus dem Übergangsbereich in die Vöcklaschichten erfaßt sind, lassen sich auch die hier neubearbeiteten Aufschlüsse weitgehend einordnen.

Zuordnungen mancher Aufschlüsse des Übergangsbereiches zu den diversen Lithofaziestypen, die schon von den oben genannten Autoren vorgenommen wur-

den, konnten in dieser Arbeit größtenteils übernommen werden.

Zusätzlich zu dieser bestehenden lithofaziellen Gliederung wird, zwecks vollständiger Erfassung der Vöcklaschichten ein weiterer Lithofaziestyp „C₅“ vorgeschlagen.

Ausgenommen A₂ tritt Lithofazies A nicht in den neu untersuchten Aufschlüssen auf.

Die übrigen Lithofaziestypen, mit Ausnahme von Lithofazies C₅, sind bei P. FAUPL & R. ROETZEL (1987) detailliert beschrieben, weshalb hier, zusätzlich zu Tab. 2, nur einige ergänzende Hinweise und eine Dokumentation für den neubearbeiteten Bereich folgen soll. Lithofazies C₅ wird im Anschluß daran neu beschrieben.

Allgemein sei darauf hingewiesen, daß eine Gliederung in Lithofaziestypen, wie sie hier vorliegt, zwangsläufig recht schematischen Charakter hat und in der Natur auch zahlreiche Zwischentypen auftreten.

2.1. Lithofaziestypen

2.1.1. Lithofazies A₂

Diese Lithofazies tritt im neubearbeiteten Gebiet nur einmal in einem Doppelaufschluß im Aurachtal (Nr. 52) auf und entspricht in allen Details der Beschreibung von P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, S. 422ff.; Tab. 2).

Zusätzlich konnte im Aufschluß Nr. 52 an einer Stelle die Durchschlagung einer eben laminierten Partie durch eine Entwässerungsstruktur beobachtet werden.

An einer anderen Stelle wird das sonst massige Sediment von einer etwa 1 m tiefen und 7 m breiten Rinne unterbrochen, deren erosive Basis von einer hellen, konkretionären Sandlage von 2–3 cm Dicke nachgezeichnet wird.

Eine weitere Besonderheit in diesem Aufschluß sind die zahlreichen Konkretionen, sehr unterschiedlicher Form und Größe, die Teile der Aufschlußwand bedecken.

2.1.2. Lithofazies B₁

Diese Lithofazies wurde in zahlreichen Aufschlüssen, vor allem des Übergangsbereiches zwischen Atzbacher Sanden und Vöcklaschichten, aber auch innerhalb der



Abb. 3.

Lithofazies B₁.

Zahlreiche 10–15 cm dicke Schrägschichtungssets, tafelf- bis flach keilförmig, mit tangentialen Schrägschichtungsblättern und Zentimeter-dicken, pelitischen Zwischenlagen, die lateral in Rippelschichtung übergehen (im Bild nicht mehr zu sehen). Rechts neben dem Maßstab (10 cm Länge) befinden sich einige Pelitklasten. Die optische Markierung der Leeblätter erfolgt durch dunkle Glaukonitkörnchen und unterschiedliche Oxidationsfarben.

Aufschluß Nr.19.

Letzteren, in enger Verbindung mit Lithofazies C, angetroffen. Die von P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, S. 425ff.) gegebene Beschreibung konnte sehr gut nachvollzogen werden.

Die Bioturbationsrate dieser Lithofazies ist zwar allgemein gering, bei den häufig auftretenden strukturlosen Sandpaketen, zwischen den Schrägschichtungssets, erhebt sich aber der Verdacht, diese könnten durch in-

Tabelle 2.
Die Merkmale der Lithofaziestypen der Atzbacher Sande und der Vöcklaschichten sowie deren Faziesinterpretation. Übernommen aus P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, S. 421), mit eigenen Ergänzungen (kursive Schrift).

Lithofazies	Typaufschluß	Lithologie Texturelle Merkmale	Schichtung Sedimentäre Strukturen	Bioturbation	Fazies- Interpretation
A ₁	GASPOLTSHOFEN	Mittelsand, Fein- bis Grobkies, Pelitklasten (Mergel).	Überwiegend massig. Vereinzelt undeutlich entwickelte grobe Schrägschichtung mit Pelitklasten auf den Leebältern. Breite Rinnenstrukturen (mit Pelitklasten als channel-lag).	Keine.	Subtidale Rinnensedimente.
A ₂	HASLAU	Mittelsande, tw. grobsandig, vereinzelt Pelitklasten, Reichtum an Pflanzenhäcksel in eben laminierten Partien.	Massige, flachwellige Sandbänke im Zehnermeterbereich. Gegliedert durch eben laminierte Partien (upper plane bed) mit intensivem Pflanzenhäckselbelag.	Vereinzelt.	Subtidale (?)longitudinale Sandbänke.
A ₃	OTTNANG-FISCHER	Mittel- bis Feinsande, cm- bis mm-dünne Mergellagen, Pelitklasten.	Tafel- und keilförmige Schrägschichtung mit Set-Dicken von 30–70 cm. Bottomset pelitreich mit Rippelschichten. Mud drapes und Pelitklasten auf den Leebältern. Reaktivationsflächen. Kreuzschichtung selten. Auflastmarken selten.	Vereinzelt.	Subtidale Sandwellen mit interner Bündelstruktur. Klasse III–IV nach dem Modell von ALLEN (1980). 2D-Typ nach TERWINDT & BROUWER (1986). Geschwindigkeit der vorherrschenden Gezeitenströmung um 0,50 m/sec.
A ₄	HASLAU-NEUE WELT	Kiesige Mittel- und Grobsande, tw. Feinsande, dünne sandige Siltlagen, Pelitklasten, gut gerundete Holzreste, Molluskenbruchstücke.	Tafel- und keilförmige Schrägschichtung mit Set-Dicken von 10–25 cm. Mud drapes, Pelitklasten und Holzreste auf Leebältern. Rutschungs- und Entwässerungsstrukturen.	Zahlreich nur auf Pelitzwischenlagen (Kriechspuren).	
A ₅	SEIFRIEDEDT (Abschnitt III)	Pelitklasten (5–15 cm) in sandiger Matrix. Clast-supported. Hinweis auf a-Achsenimbrikation.	Ungeschichtet. Deutlich erosive Grenzen gegenüber der Sandfazies.	Keine.	Pelitklastengefüllte Rinnen, wahrscheinlich Sturmflutbildungen.
B ₁	ROITH	Fein- bis Mittelsande. Pelitlagen (cm- bis dm-Bereich), Pelitklasten.	Tafelförmige und flach keilförmige Schrägschichtung mit Setdicken von 5–30 cm. Selten trogförmige Schrägschichtung. Mud drapes und Pelitklasten auf den Leebältern. Häufig Rippelschichtung (Wellenrippe und kombinierte Rippe). Selten kleine Rinnen. Entwässerungsstrukturen, gestörte Schichtung.	Gering, Stopfgefüge von Seeigeln.	Subtidale Sandfelder mit kleinen Sandwellen und Rippein.
B ₂	KOGL	Fein- bis Mittelsande, Pelitlagen wie in B ₁ sehr selten.	Tafelförmige und flach keilförmige Schrägschichtung mit Setdicken von 10–30 cm. Rippelschichtung. Kreuzschichtung selten.	Gering.	
C ₁	SEIFRIEDEDT (Abschnitt II)	Feinsand in intensiver Wechsellagerung mit siltigen Mergeln im cm-Bereich.	Wellige Schichtung. Linsenschichtung (tw. bipolare Internstrukturen in Linsen), Flaserschichtung in Sandlagen (Täler von Strömungs- und Wellenrippeln). Auflastmarken.	Sehr selten.	Subtidale, sandarme Fazies, abgelagert zwischen den Sandwellenfeldern.
C ₂	KASBERG	Feinsande und feinsandige Mittelsande in intensiver Wechsellagerung mit siltigen Mergeln im dm-Bereich.	Wellige Schichtung, Linsenschichtung, Flaserschichtung in Sandlagen (Täler von Wellen- und Strömungsrippeln). Schrägschichtung mit mud drapes selten. Kreuzschichtung sehr selten. Ebene Lamination in Sandlagen sehr selten.	Sehr intensiv, besonders in Sanden. Auslöschung des sedimentären Gefüges.	Sandarme Ablagerungen nahe der Niedrigwasserlinie.
C ₃	TIMELKAM	Fein- und Mittelsand. In intensiver Wechsellagerung mit siltigen Mergeln im cm- bis dm-Bereich. Sande in Rinnen (0,4 – 1,5 m) mächtig.	Linsenschichtung, Flaserschichtung in Sandhorizontenb (4–5 m, vereinzelt >12 m breit). Intern trog- und tafelförmige Schrägschichtung. Mud drapes und Pelitklasten auf Leebältern.	Sehr intensiv.	Ablagerungen des (?)Intertidals bis seichten Subtidals. Prielsysteme.
C ₄	OBERTHUMBERG	Sandige Silte mit Fein- und Mittelsandbestegen. Wechsel im cm- bis dm-Bereich. Pflanzenhäcksel, Molluskenbruchstücke.	Ebenflächige und wellige Schichtung. Linsenschichtung.	Intensiv.	Ablagerungen des (?)Intertidals bis flachen Subtidals zwischen den Prielsystemen.
C ₅	PÖRING (Aufschluß Nr. 37)	Teilweise massiger, siltig-mergeliger Fein- und Mittelsand.	Schichtung grobteils durch intensive Bioturbation zertört. Reste von Pelitlagen und -flasern, selten diffuse Sandlinsen.	Sehr intensiv (gefügeauflösend).	Ablagerungen des (?)Intertidals bis seichten Subtidals, häufig an Rinnenrändern gelegen.



Abb. 4.
Lithofazies B₁ und C₂.
Kleine Rinne, 2 m breit, 20 cm tief in einer sandreichen B₁ Einschaltung. Hangend und liegend davon pelitreiches Sediment der Lithofazies C₂. Vgl. die schematische Darstellung dieser Rinne im Profil Abb. 2 A, bei 5,2 m. Die Rinnenbasis ist deutlich erosiv und pelitisch ausgekleidet; auch in der sandigen Rinnenfüllung finden sich noch pelitische Lagen sowie Pelitklasten. Aufschluß Nr. 19. Länge des Maßstabs: 10 cm.

tensive Bioturbation strukturlos geworden sein. Zur Dokumentation des häufigen gemeinsamen Auftretens von Lithofazies B₁ mit Lithofazies C ist in Abb. 2 A ein typisches Detailprofil von Aufschluß Nr. 19 wiedergegeben.

Das idealtypische Erscheinungsbild der Lithofazies B₁ zeigt Abb. 3.

Ein Beispiel für das Auftreten kleiner Rinnen gibt Abb. 4. Der interne Aufbau der pelitischen Intervalle ist in Kap. 2.1.5. näher beschrieben.

Besonders mächtige Schrägschichtungssets, bis maximal 60 cm, in deren Zusammenhang auch häufig Entwässerungsstrukturen anzutreffen sind, konnten vor allem im Bereich der Aufschlüsse Nr. 33 und 35 beobachtet werden.

2.1.3. Lithofazies B₂

Die texturellen und strukturellen Merkmale dieser Lithofazies sind Tab. 2 zu entnehmen.

In den neu aufgenommenen Aufschlüssen wurde diese Lithofazies nur einmal, bei Aufschluß Nr. 13, SE Zeiling ausgeschieden, wo sie als 3 m mächtige, auffallend pelitarme Einschaltung schräggeschichteter Sande, in Verbindung mit Lithofazies C₄, auftritt.

2.1.4. Lithofazies C₁

Sie ist vor allem durch das seltene Auftreten von Bioturbation charakterisiert und gegen Lithofazies C₂ abgegrenzt. Allerdings hängt die Erkennbarkeit der Verwühlungsdichte stark von der Aufschlußqualität ab, sodaß die Diagnose nicht immer eindeutig ist.

Durch die häufig enge Verzahnung mit Lithofazies B kommt es zu Einschaltungen schräggeschichteter und strukturloser Sandpakete in die Linsen- Flaser- und wellige Schichtung der Lithofazies C₁. Ein Beispiel dafür gibt das Profil von Aufschluß Nr. 2 in Abb. 2 B.

Der interne Aufbau der pelitischen Intervalle ist in Kap. 2.1.5. näher beschrieben.

2.1.5. Lithofazies C₂

Die texturellen und strukturellen Merkmale dieser Lithofazies sind Tab. 2 zu entnehmen.

Sie unterscheidet sich von Lithofazies C₁ vor allem durch die intensive Verwühlung und von Lithofazies C₃ durch das Fehlen von Rinnen.

Der Hinweis auf die Beteiligung von schräggeschichteten Sanden am Sedimentaufbau der Lithofazies C₂

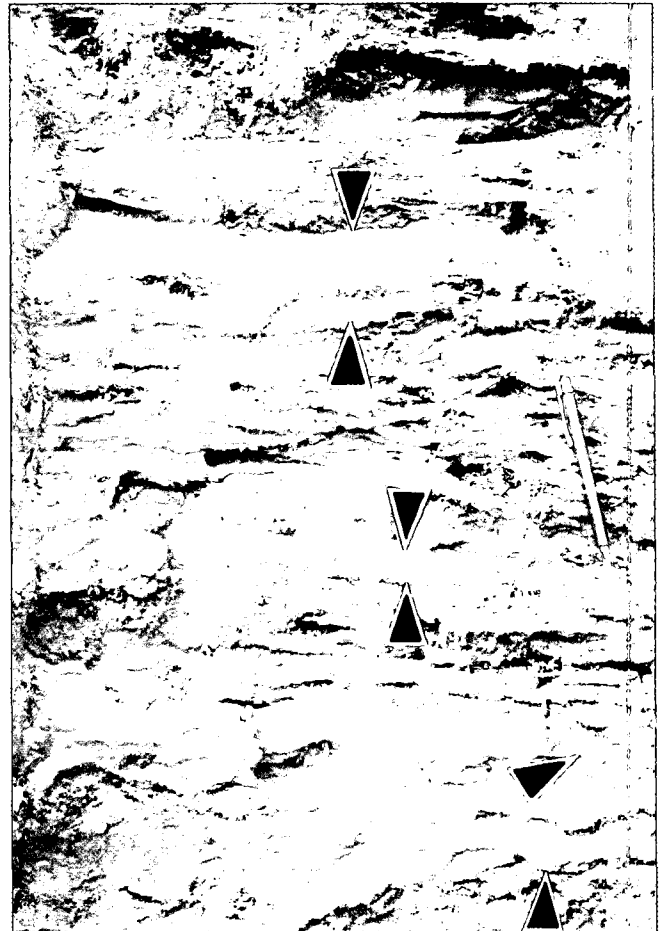


Abb. 5.
Lithofazies C₂.
Linsenschichtung und Pelithorizonte mit Millimeter-dünnen internen Sandlagen und feinsten Sandbestegen. Zwischen den Pfeilen befinden sich auch Lagen eines sandig-siltigen Sediments, das durch die intensive Bioturbation weitgehend homogenisiert ist. Länge des Schreibstiftes: 13,5 cm.



Abb. 6.
Internbau eines Pelithorizontes der Lithofazies C.
Wechselfolge von Millimeter-dünnen, unregelmäßig-welligigen Pelitlagen mit ebenso dünnen Sandlagen und -linsen bzw. Sandbestegen. Nähere Beschreibung im Text.
Aufschluß Nr. 19. Länge des Maßstabs: 10 cm.

bei ihrer Definition (Tab. 2), zeigt bereits ein Naheverhältnis zu Lithofazies B an. In mehreren Aufschlüssen treten sie daher auch gemeinsam auf. Das Detailprofil von Aufschluß Nr. 19, Abb. 2 A, ist ein Beispiel dafür.

Die hohe Bioturbationsrate drückt sich nicht nur in der großen Verwühlungsdichte der Sandlagen und -linsen, zum Teil auch der pelitischen Intervalle aus, sondern auch durch das häufige Auftreten von Zentimeter- bis Dezimeter-dicken Lagen eines sandig-siltigen Sediments, das durch die intensive Bioturbation weitgehend homogenisiert ist (Abb. 5). Dieser Sedimenttyp bildet auch eigenständige, oft sogar massige Bereiche und kann dann als eigene Lithofazies C₅ abgetrennt werden (s. Kap. 2.1.8.).

Die pelitischen Abschnitte zeigen einen komplizierten Internbau (Abb. 6), wie er auch in den pelitischen Horizonten der übrigen Lithofaziestypen zu finden ist: Millimeter-dünne, unregelmäßig-wellige Pelitlagen (sandig-siltige Mergel), wechseln mit ebenso geringmächtigen Sandlagen und -bestegen bzw. langgezogenen feinen Sandlinsen. Die einzelnen Pelitlagen zeigen ein deutliches An- und Abswellen; sie erreichen dabei maximal 2 cm Dicke, wobei sie unter Einschaltung feiner

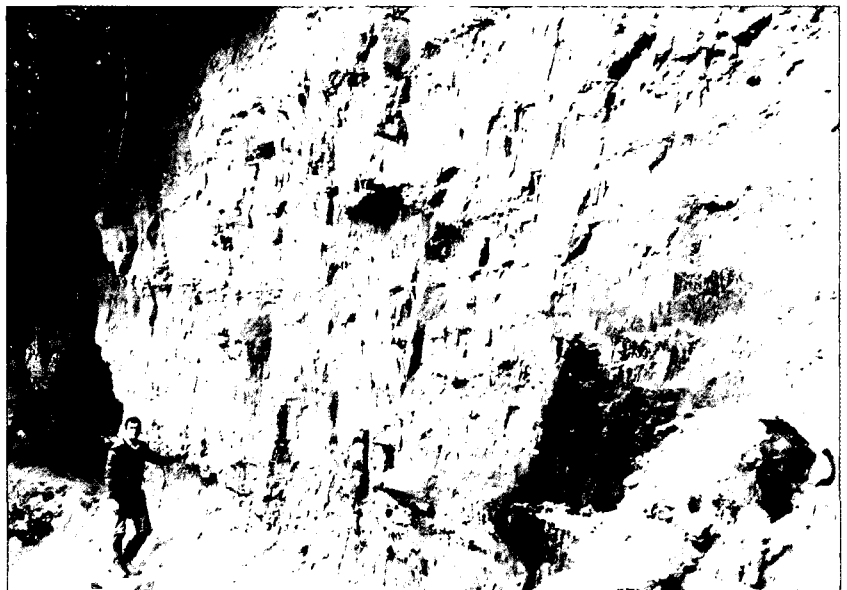
Sandlagen lateral rasch auffächern können. Von Interesse ist weiters die Beobachtung, daß auch die siltig-mergeligen Lagen einen Sandanteil in Form eingestreuter Körnchen besitzen („scattered sandgrains“), der in der Größenordnung von einigen Prozent liegt. F. WUNDERLICH (1969) erklärt dies damit, daß diese Sandkörner mit organischen Substanzen geringer Dichte verhaftet waren und so in Suspension gehalten wurden, bis sie, während einer Wasserstillstandsperiode, gemeinsam mit dem pelitischen Material, abgesetzt wurden.

Die Aufschlüsse Nr. 38 & 42 wurden mit dem Zusatz „pelitarm“ ebenfalls der Lithofazies C₂ zugeordnet, weil sie, abgesehen vom Sand-Pelit-Verhältnis, in allen Kriterien diesem Typ entsprechen. Vor allem die Bioturbation ist überaus dicht (Abb. 7).

2.1.6. Lithofazies C₃

Sie unterscheidet sich von Lithofazies C₂ durch das Auftreten von Rinnenstrukturen mit interner tafel- bis trogförmiger Schrägschichtung (Tab. 2).

Abb. 7.
Relativ pelitarme Entwicklung der Lithofazies C₂.
Die meist linsengeschichteten, pelitischen Horizonte zwischen den wenige Dezimeter-mächtigen, oft flaser-geschichteten Sandpaketen, sind gut zu erkennen. Die Bioturbationsrate ist überaus hoch.
Aufschluß Nr. 38.



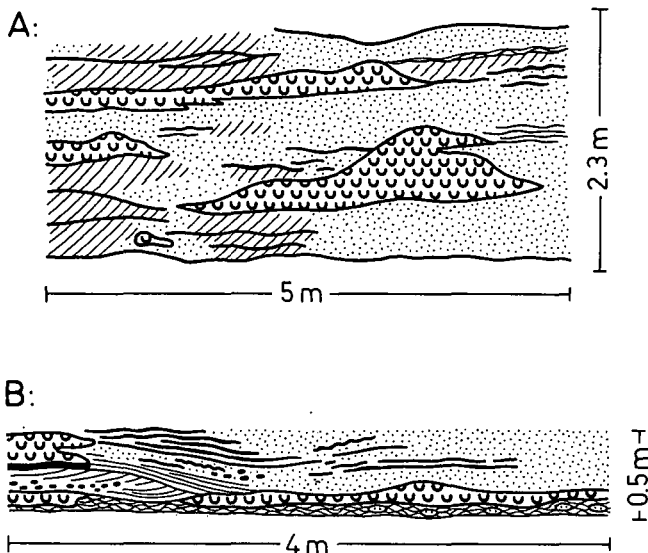


Abb. 8.

Detailskizzen aus Aufschluß Nr. 33.

- A) Erosionsrelikte der Lithofazies C_5 „schwimmen“ in den Sandpaketen der Rinnenfüllungen, in denen zum Teil noch Schrägschichtung erkennbar ist.
 B) Lithofazies C_3 : Im linken oberen Eck der Skizze liegt eine Prallhangsituation in einer wahrscheinlich mäandrierenden Rinne vor. Der kompakte Pelithorizont und das darüberliegende Sedimentpaket des Typs der Lithofazies C_5 sind scharfrandig erodiert und sogar richtiggehend unterhöhlt. Die Sandlaminae und Pelitlagen der Rinnenfüllung setzen an diesem Erosionsrand an.

Legende s. Abb. 2.

Am Aufbau des Detailprofils von Aufschluß Nr. 33, Abb. 2 C, sind, neben der typisch entwickelten Lithofazies C_3 , auch die Lithofaziestypen B_1 und C_5 beteiligt (s. auch Abb. 8 A).

Da die Rinnenstrukturen große Bedeutung für die Interpretation der gesamten Fazies besitzen, soll mit Abb. 8 B ein besonders eindrucksvoll ausgebildeter Rinnenrand dokumentiert werden.

2.1.7. Lithofazies C_4

Sie ist geprägt von welliger Schichtung und Linsenschichtung, in enger Wechsellagerung im Zentimeter-Bereich mit dem Sediment der Lithofazies C_5 , zu der es fließende Übergänge gibt. Die Bioturbationsrate ist dementsprechend hoch (s. Tab. 2).

Die Typlokalität bei Oberthumberg (Aufschluß Nr. 27 in Abb. 1a; vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, S. 431) ist gleichzeitig das mächtigste, geschlossene Vorkommen.

2.1.8. Lithofazies C_5

Entscheidendes Merkmal dieser Lithofazies ist die zumindest teilweise, abschnittsweise sogar vollständige Zerstörung der sedimentären Strukturen durch die intensive Bioturbation. Dementsprechend ist das Erscheinungsbild entweder massig oder die Schichtung ist noch undeutlich wahrzunehmen. So entsteht auch korngößenmäßig ein Gemisch aus den ursprünglich getrennt abgelagerten; pelitreichen Lagen der Wasserstillstandsphasen und den sandreichen Sedimenten der Bewegwasserphasen. Nicht unerwartet ist daher auch der hohe Anteil von Pellets am Sedimentaufbau, in denen alle vorhandenen Korngößen zu kugeligen Aggregaten verbacken sind.

Ist die Gefügeauflösung nicht vollständig, so finden sich noch einzelne, oft unterbrochene Pelitlagen oder

undeutliche, randlich diffus begrenzte Sandlinsen und -lagen.

Häufig bildet dieser Sedimenttyp nur Zentimeter- bis Dezimeter-dünne Lagen (vgl. Kap. 2.1.5. und 2.1.7., bes. Abb. 5), da es aber auch mehrere Meter mächtige Abschnitte gibt, die ausschließlich von diesem Sedimenttyp aufgebaut werden, erscheint eine Abgrenzung als eigene Lithofazies sinnvoll. In Aufschluß Nr. 35 z.B., gibt es einen 9 m mächtigen, vollkommen massigen Abschnitt der Lithofazies C_5 .

2.2. Lithofaziesbeziehungen

Eine systematische, vertikale Abfolge der Lithofaziestypen innerhalb der Vöcklaschichten konnte nicht erkannt werden. Während in den Atzbacher Sanden im allgemeinen ein einziger Lithofaziestyp zur Charakterisierung selbst größerer Aufschlüsse ausreicht, ist in den Vöcklaschichten ein sehr kleinräumiges Ineinandergreifen der diversen Lithofaziestypen zu beobachten (s. Abb. 2).

Der Übergang in die Atzbacher Sande erfolgt, indem die sandreichen Lithofaziestypen B_1 und B_2 zunehmend die Oberhand im Sedimentaufbau gewinnen, während die Lithofaziestypen C, die die Vöcklaschichten großteils aufbauen, immer mehr zurücktreten. Dieser Übergangsbereich ist in Abb. 1 als schraffierte Fläche dargestellt.

Bewegt man sich vom Hangenden ins Liegende so kann die Obergrenze des Übergangsbereiches mit dem Einsetzen der Lithofazies C_5 definiert werden, für die Untergrenze kann als Kriterium das weitgehende Ausbleiben der Lithofazies B herangezogen werden. Lokal vollzieht sich dieser Übergang ca. binnen 30 Mächtigkeitsmetern, regional gesehen umfaßt der Übergangsbereich aber eine viel größere Höhendifferenz: so konnte der Lithofaziestyp A_2 , der im Gebiet N der Linie Zipf-Puchkirchen erstmals ab ca. 500 m Seehöhe im Hangendbereich der Atzbacher Sande auftritt, rund 20 km SE davon, im Aurachtal, nahe Hattenberg (Aufschluß Nr. 52), bereits in 430 m Seehöhe, und zwar in unmittelbarer Nachbarschaft zu Lithofazies C_2 , nachgewiesen werden. Offensichtlich ist hier eine breite Rinne (mindestens 40 m) angeschnitten, die erosiv tief ins umgebende Sediment der Lithofazies C_2 eingreift und mit massigen Sanden verfüllt ist.

F. ABERER (1958, S. 49) gibt an, daß die „Vöcklaschichten“ von Vöcklamarkt gegen E zunehmend feinkörniger werden. Da man aber in dieser Richtung, so fern man dem Vöcklatal folgt, gleichzeitig ins Liegende fortschreitet (vgl. Abb. 1), stimmt diese Feststellung nur bedingt. Vergleicht man nämlich Sedimente gleicher Höhenlage im W und E des Gebietes, so ändert sich der Feinkornanteil nicht. Daher sollten die Sedimente bei Vöcklamarkt auch besser zu den Atzbacher Sanden bzw. zum Übergangsbereich in die Vöcklaschichten gerechnet werden, anstatt sie, wie F. ABERER, als „Vöcklaschichten“ zu bezeichnen.

3. Spurenfossilien

In den Vöcklaschichten sind viele verschiedene Spurenfossiltypen in weiter Verbreitung und zum Teil hoher Konzentration vorhanden.



Abb. 9.
Lithofazies C₂.
Präparierte Spurenfossilien. 5–10 mm dicke, geradlinige Wohnröhren, mit massiver, peloidaler Wandstruktur von Crustaceen (*Ophiomorpha* sp.) und dünnere, helixartig bis unregelmäßig gewundene Gänge, die über den gesamten Querschnitt aus Pellets zusammengesetzt sind.
Aufschluß Kasberg bei Atzbach.
Präparation: P. PERVESLER (coll. Inst. f. Paläontologie, Univ. Wien).
Balkenmaßstab: 5 cm.

In vielen Fällen zeigt sich, daß in den sandreichen Lithofaziestypen deutlich weniger, aber größere Lebensspuren auftreten. Es gibt jedoch auch Sandpakete, wo

Abb. 10.
Typisch schräg im Sediment liegender, pelitischer Wohnbau, der sich nach oben konisch erweitert, mit einem zentralen, sandgefüllten Gang.
Im Bild rechts unten ein ca. 4 cm dicker Pelithorizont, der erosiv abgeschnitten ist. Das obere Drittel des Bildes wird vom Sediment der Lithofazies C₅ eingenommen.
Aufschluß Nr. 35; Maßstab: 10 cm.



aufgrund einer dichten „Sprenkelung“ eine intensive Bioturbation angenommen werden muß.

Am weitaus dichtesten ist die Bioturbation in den Sedimenten der Lithofazies C₅ in der es zum Teil zur vollständigen Auflösung der primären Sedimentstrukturen und zur Durchmischung sandiger und pelitischer Lagen kommt. Diese Verwühlung ist so stark, daß selbst die Spuren ihrer Verursacher nicht mehr erkennbar sind.

Außer jenen Grabgängen von ca. 1–2 mm Durchmesser, die das gesprenkelte Aussehen der erwähnten Sandpakete erzeugen, gibt es auch Grabgänge ähnlicher Dicke, die über den gesamten Querschnitt aus Pellets bestehen. Eine Wandstruktur ist dabei nicht ausgebildet (Abb. 9). Beide Typen lassen sich in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander, z.B. in Aufschluß Nr. 38, beobachten.

Viel seltener sind sandgefüllte, gewundene Grabgänge mit deutlich kleineren (ca. 1 mm) bzw. deutlich größeren (um 15 mm) Durchmessern als den oben erwähnten.

Auch die pelitischen Lagen werden von zahlreichen, sandig gefüllten Grabgängen verschiedener Dicke nicht nur vertikal durchbrochen, sondern auch horizontal durchzogen.

Relativ häufig (Aufschlüsse Nr. 9, 38, Top von Nr. 27) findet man Crustaceenbauten mit einer deutlich pelletierten Wandstruktur (Abb. 9, *Ophiomorpha* sp.), sowie einfache, sandgefüllte Gänge, zwischen 4 cm und 15 cm Länge, die senkrecht im Sediment stehen und keine Wandstruktur und keine Verzweigungen aufweisen (*Skolithos* sp., s. W. HÄNTZSCHEL, 1975, W106).

Um die Stopfstrukturen von Echiniden zu erkennen sind besonders gute Aufschlußbedingungen notwendig. Sie sind daher vermutlich viel seltener zu beobachten als sie eigentlich vorhanden sind.

Durch seine Größe besonders auffallend ist ein vereinzelt auftretender Typus von Wohnbauten dessen Erzeuger möglicherweise ein großer, wurmförmiger Organismus war (Abb. 10); es existieren ausgeprägte Ähnlichkeiten dieses Spurenfossiltyps zu *Psilonichnus* (FÜR-SICH), wie bei B. HUMPHREYS & B.S. BALSON (1988) beschrieben, sowie zu *Rosselia socialis* (J.D. HOWARD, 1984, S. 209).

In den Vöcklaschichten sind auch verschiedene Mikro- und Makrofossilien verbreitet, zu denen aber keine neueren Bearbeitungen vorliegen.

3.1. Fazielle Folgerungen

Allgemein besitzt das Auftreten eines bestimmten Spurenfossiltyps wenig fazielle Aussagekraft, während Spurenfossilassoziationen und der Grad der Verwühlungsdichte weitergehende Schlüsse zulassen.

Vor allem die enorm hohe Bioturbationsrate im Sediment der Lithofazies C₅ ist auffällig. In Bezug auf intertidales Environment wird eine derart hohe Verwühlungsdichte bei A.A. EKDALE et al. (1984, S. 177+179) erwähnt.

Eine gute Vergleichsmöglichkeit für Lithofazies C₅ bieten die großen, rezenten Watten an der Westküste von Korea (vgl. R.W. FREY et al., 1989, S. 30ff.). Dort sind sehr intensiv bis vollständig verwühlte Sedimente auf der gesamten Wattfläche weit verbreitet.

Auch aus dem Übergangsbereich zwischen normaler Wellenbasis und Sturmweather-Wellenbasis sind Beispiele vollständiger Durchwühlung bekannt (H.-E. REINECK & I.B. SINGH, 1980, S. 373f.). Aufgrund der engen Einbindung von Lithofazies C₅ in andere Lithofaziestypen (C₂, C₃, C₄), die selbst keinesfalls unter der normalen Wellenbasis angesiedelt werden können, kommt diese Interpretation aber nicht in Betracht.

Die Spurenfossilgesellschaft der Vöcklaschichten enthält sowohl Elemente der *Skolithos*- als auch der *Cruziana*-Ichnofazies (s. A.A. EKDALE et al., 1984, S. 192ff.). Diese beiden Ichnofaziestypen wurden von A. SEILACHER (1967) zwecks bathymetrischer Differenzierungen von Spurenfossilgesellschaften etabliert. In diesem Konzept werden der *Skolithos*-Ichnofazies sandige, hochenergetische, allgemein also strandnahe Faziesbereiche zugeordnet. Die Transitionzone wird als typischer Ablagerungsbereich der *Cruziana*-Ichnofazies angesehen. Diese beiden Ichnofazies kommen aber auch häufig vermischt vor und zwar beispielsweise im intertidalen Milieu (A.A. EKDALE, 1984, S. 179). Diese Ergebnisse passen also sehr gut in das fazielle Bild das auch aufgrund der Sedimentstrukturen gewonnen wurde.

4. Paläoströmungen

Die auf einzelne Aufschlüsse bezogenen Paläoströmungsdiagramme in Abb. 1 zeigen die Einfallrichtungen der Leebblätter von fast ausschließlich großdimensionalen Schrägschichtungskörpern an.

In geringem Ausmaß überschneiden sich diese Aufschlüsse mit jenen, die schon P. FAUPL & R. ROETZEL (1987) diesbezüglich untersucht haben. Deren Ergebnisse lassen sich auch gut mit den hier dargestellten vergleichen: Sechs der insgesamt 19 Diagramme zeigen eine bipolare bis polymodale Verteilung der Daten, mit einer stark dominierenden Hauptrichtung und einer annähernd entgegengesetzt liegenden Nebenrichtung; die übrigen Diagramme lassen nur eine stark gestreute Hauptrichtung erkennen. Das Sammeldiagramm (Abb. 11), das in 30°-Intervalle eingeteilt ist, zeigt 73° als Vektormittel für den Sektor von 0°–180° (91,2% der Meßwerte) und unterscheidet sich damit von dem ana-

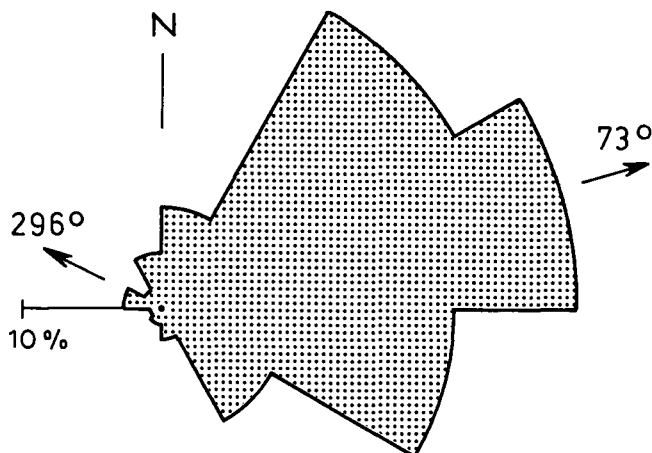


Abb. 11. Sammeldiagramm der insgesamt 238 Paläoströmungsdaten (Einfallrichtung der Leebblätter). 30°-Intervalle. Die Pfeile entsprechen dem Vektormittel der Sektoren 0°–180° (91,2% der Meßwerte) und 180°–360° (8,8% der Meßwerte).

logem Wert, den P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, S. 437) für die Atzbacher Sande gefunden haben (82°), um nur 9°. Für den Sektor von 180°–360°, der die Nebenrichtung beinhaltet (8,8% der Meßwerte), entspricht der Wert des Vektormittels mit 296° jenem der Atzbacher Sande (292°) auf 4° genau.

Der Interpretation oben genannter Autoren folgend (1987, S. 437), dürfte die ENE-Richtung aus paläogeographischen Gründen dem Flutstrom entsprechen, eventuell verstärkt durch eine E-gerichtete Beckenlängsströmung, während sich in der WNW-Richtung vermutlich der schwächere Ebbstrom abgebildet hat.

Nur einzelne Diagramme, wie zum Beispiel jene von zwei Aufschlüssen N Eiding (Nr. 33, 34), zeigen eine deutlich abweichende Lage ihrer Haupt- und Nebenrichtungen von diesen Mittelwerten.

Die asymmetrisch-polymodale Verteilung der Meßdaten paßt allgemein gut in das Faziesbild eines gezeitenbeeinflussten Flachmeeres (J. HÜLSEMANN, 1955; G. DE VRIES KLEIN, 1977; J.R.L. ALLEN, 1980; Ph.A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984; Ph.A. ALLEN et al., 1985; P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, S. 435.).

5. Granulometrische Untersuchungen

Zur Untersuchung gelangten 17 Sand- und 3 Pelitproben, vor allem aus den Vöcklaschichten, zu einem geringen Teil auch aus dem Übergangsbereich in die Atzbacher Sande.

Die Proben wurden in 1/2-Phi-Schritten bis zu 32 Mikrometer Maschenweite händisch gesiebt, der aufgefangene Feinanteil wurde mit dem Sedigraph 5100 von Micromeritics analysiert.

Die Berechnung der granulometrischen Parameter wie Mittelwert, Sortierung und Schiefe nach R.L. FOLK & W. WARD (1957), arithmetisches Mittel, Standardabweichung und Schiefewert des Momentenverfahrens (vgl. D. MARSAL, 1967), sowie die Ermittlung der CM-Verteilungen nach R. PASSEGA (1957, 1964) und R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) wurden mit dem EDV-Programm SEDPACK (G. MALECKI, 1986) durchgeführt.

Die 17 Sandproben liegen im Sand-Silt-Ton Benennungsdreieck nach H. FÜCHTBAUER (1959) und G. MÜLLER (1961) vor allem im Sandfeld, zum geringeren Teil

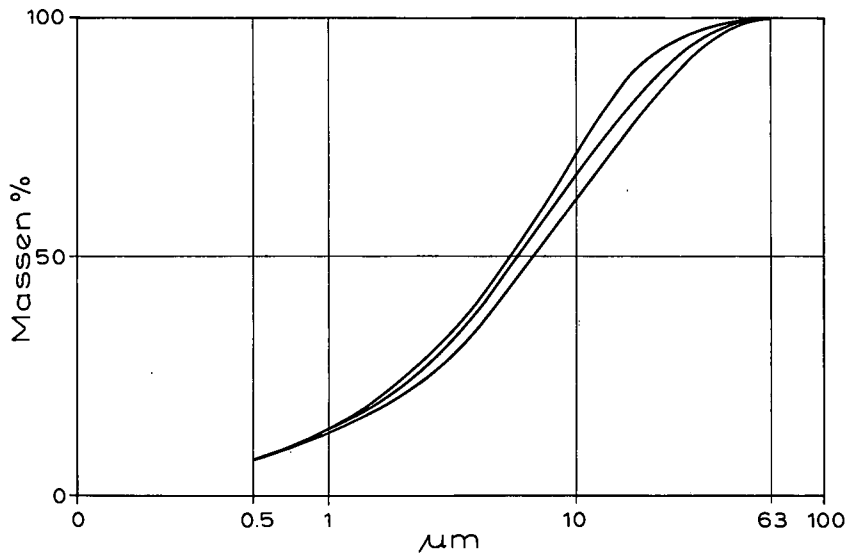


Abb. 12.
Kornsummenkurven der abgeseibten Feinfraktion ($<0,063\text{ mm}</math>) dreier Proben aus den pelitischen Zwischenlagen der Vöcklaschichten. Der Verlauf der drei Kurven ist überaus ähnlich. Der Tonanteil beträgt 20–25 %. Die abgeseibten Feinanteile der Sandproben aus den Vöcklaschichten weisen sehr ähnliche Kornverteilungen auf. Analysiert mit dem Sedigraph 5100 von Micromeritics.$

auch im siltigen Sandfeld, wobei es sich fast ausschließlich um Fein- bis Mittelsande handelt. Der Siltanteil erreicht meist 5–10 %, maximal 16 % (stark verwühlte, ungewöhnlich feinsandige Proben), der Tonanteil höchstens 4 %.

Die Berechnung der Korngrößenparameter nach der Methode der Momente (D. MARSAL, 1967) ergab einen durchschnittlichen arithmetischen Mittelwert aller Sandproben von 3,04 Phi (0,12 mm). Die Werte schwanken zwischen 2,26 Phi (0,21 mm) und 3,88 Phi (0,068 mm). Schräggeschichtete und eben laminierte Sande liegen dabei unterhalb des Durchschnittswertes, während stark bioturbate Sande klar darüber liegen, also feinere Korngrößen enthalten.

Ein ähnlicher Trend läßt sich für die Sortierung der Sandproben beobachten (durchschnittlich 1,75; kleinster Wert: 1,48; größter Wert: 2,18), die bei bioturbaten Sanden erwartungsgemäß etwas höher ist als bei Sanden mit erhaltenen Sedimentstrukturen. Bei allen Sanden ist die Sortierung aber als schlecht zu bezeichnen.

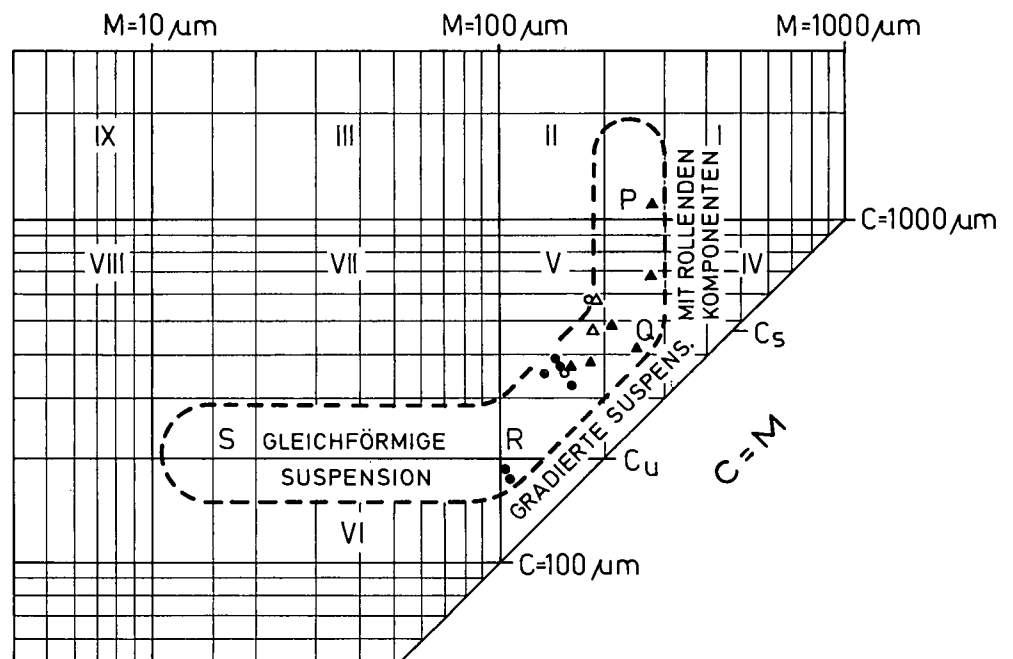
Die Schiefe der Sande ist durchwegs positiv, es überwiegt also der Feinanteil. Die Werte bewegen sich zwischen 2,65 und 4,97.

Berechnet man die granulometrischen Parameter nach R.L. FOLK & W. WARD (1957) ergibt sich als durchschnittlicher Mittelwert der Sandproben 2,72 Phi (0,15 mm), die durchschnittliche Sortierung liegt bei 1,17, und die Schiefewerte bewegen sich zwischen 0,15 und 0,75.

Die pelitischen Zwischenlagen der Vöcklaschichten enthalten zwar auch primär einen gewissen Sandanteil (vgl. Kap. 2.1.5.), zusätzlich wurde aber durch die Bioturbation eine nicht zu vernachlässigende Sandmenge nachträglich eingewühlt, die makroskopisch deutlich sichtbar ist, aber nicht gezielt vom Probenmaterial abgetrennt werden konnte. Da somit Korngrößenanalysen des Gesamtspektrums der pelitischen Lagen für sedimentologische Zwecke unbrauchbar sind, wurde nur der bis auf 0,063 mm abgeseibte Feinanteil (Silt und Ton) dreier pelitischer Proben mit dem Sedigraph näher untersucht. Die Kornsummenkurven zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf (Abb. 12), der Tonanteil liegt zwischen 20 und 25 %.

Nahezu denselben Verlauf zeigen auch die Kurven des abgeseibten Feinanteils der Sandproben aus den Vöcklaschichten.

Abb. 13.
Die Sandproben aus den Vöcklaschichten und dem Übergangsbereich in die Atzbacher Sande im CM-Diagramm nach R. PASSEGA (1957).
▲ = schräggeschichtete Sande; ● = bioturbate Sande; △ = massige Sande der Lithofazies A₂; ○ = eben laminierte Sande.



Der Karbonatgehalt der pelitischen Lagen beträgt 20–30 %, es handelt sich also um Tonmergel.

Nach J.H.J. TERWINDT (1979) sind Mittel- bis Feinsande mit zwischengelagerten Pelitlagen, wie sie die Vöcklaschichten und Atzbacher Sande aufbauen, in den Gezeitensedimenten der Nordsee für den Bereich mit mittleren Strömungsgeschwindigkeiten typisch (vgl. H.-E. REINECK & I.B. SINGH, 1980, S. 455).

Wichtige Hinweise auf die Transportart der Sedimente liefert das CM-Diagramm (R. PASSEGA, 1957, 1964; R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969). Die Sandproben aus den Vöcklaschichten kommen dabei fast ausschließlich in das Feld der gradierten Suspension und das Feld der gradierten Suspension mit rollend transportiertem Anteil zu liegen (Abb. 13). Auch im CM-Diagramm ergibt sich wieder eine bereichsweise Trennung zwischen den bioturbaten Sanden und den Sanden mit erhaltenen Sedimentstrukturen, wobei erstere ausschließlich in das Feld der gradierten Suspension fallen.

Die Darstellung einiger Kornsummenkurven von Sandproben im Wahrscheinlichkeitsnetz (G.S. VISHNER, 1969) ist Abb. 14 zu entnehmen. Bei dieser Darstellungsform treten die verschiedenen, in sich normalverteilten Teilpopulationen einer Korngrößenverteilung als gerade Kurvenabschnitte in Erscheinung. Als typisch können die Kurven Nr. 2, 3, 4 und 5 gelten. Die groben Wendepunkte (T) liegen zwischen 1,0 und 1,5 Phi, die feinen Wendepunkte (S) zwischen 3,0 und 3,5 Phi. Die springend transportierten Teilpopulationen haben mit 60–80 % den weitaus größten Anteil am Kornaufbau

und weisen mit den steilsten Anstiegen der Kurven in diesem Bereich auch die besten Sortierungen auf.

Die Kurven Nr. 3 und 6 zeigen bei 2,5 Phi (0,176 mm) einen charakteristischen Einbruch im Kurvenverlauf, der bei mehreren Proben, hauptsächlich aus schräggeschichteten Sanden, exakt an dieser Stelle beobachtet werden konnte. Als mögliche Erklärung für dieses Phänomen bietet sich die unterschiedliche Strömungsgeschwindigkeit von Flut- und Ebbstrom an.

Die Kurven Nr. 1 und 6 stellen Extreme, einerseits eines ungewöhnlich feinen, stark bioturbaten Sandpakets (Kurve Nr. 1), andererseits eines sehr groben, schräggeschichteten Sandhorizontes (Kurve Nr. 6) dar.

Wie erwartet stehen die Korngrößendaten und Kurventypen der Vöcklaschichten mit den Ergebnissen, die P. FAUPL & R. ROETZEL (1987) vor allem für die Atzbacher Sande gefunden haben, in guter Übereinstimmung. Vor allem die Beobachtung einer generellen Kornverkleinerung gegen das Liegende wird bestätigt. Während P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, S. 432) für ihren Arbeitsbereich als durchschnittliche arithmetische Mittelwerte der Lithofazies A 2,62 Phi, der Lithofazies B 2,85 Phi und der Lithofazies C 2.9 Phi angeben, beträgt der durchschnittliche arithmetische Mittelwert aller Sandproben aus den Vöcklaschichten (ohne Übergangsbereich) 3,08 Phi!

Im gesamten Arbeitsgebiet wurden wiederholt Feinkiesgeröllchen, entweder einzeln im Sediment, oder sehr selten in Einkornlagen angetroffen. Vermutlich handelt es sich dabei um Residualsedimentkörner bzw.

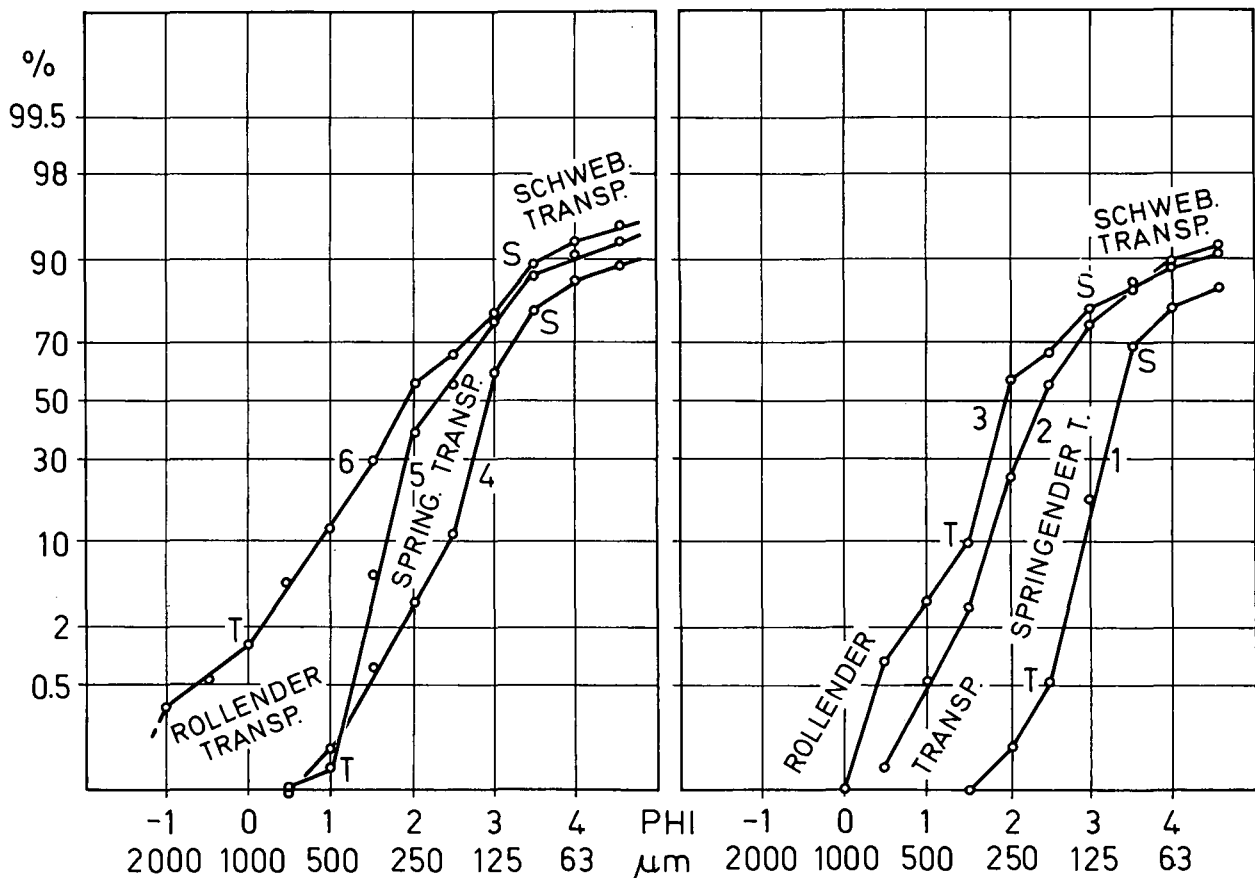


Abb. 14.

Kornsummenkurven von Sandproben aus den Vöcklaschichten im Wahrscheinlichkeitsnetz.

T = grober Wendepunkt (Grenze zwischen rollend und springend transportiertem Sediment); S = feiner Wendepunkt (Grenze zwischen springend und schwebend transportiertem Sediment).

Kurven Nr. 1 und 4: stark verwühlte Sande; Nr. 3, 5 und 6: schräggeschichtete Sande; Nr. 2: massiger Sand der Lithofazies A₂.

-lagen, die auf große Sedimentumlagerungen hinweisen.

Von besonderem Interesse war auch die Granulometrie der völlig verwühlten Lithofazies C₅. Es zeigte sich jedoch, daß dieses Sediment zu einem Großteil aus Pellets besteht. Diese sind aber in sich so fest zementiert, daß sie sich mit den üblichen Aufschlußverfahren für die Granulometrie (Kochen der Probe in Perhydrol, Ultraschall) nicht zerlegen lassen.

6. Diskussion des sedimentären Environments

Die Annahme, daß es sich bei den Vöcklaschichten, genau wie bei den Atzbacher Sanden, um Ablagerungen eines stark gezeiten-beeinflußten, siliziklastischen Flachmeerbereiches handelt wird vor allem durch die Schichtungstypen und Sedimentstrukturen, aber auch die Art der Bioturbation und die Paläoströmungsmessungen gestützt. Es bleibt aber die Frage zu beantworten, ob dieser flachmarine Sedimentationsraum mit mindestens mesotidalen Bedingungen (s. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, S. 444), auch einen intertidalen Anteil, also ein Watt, besaß. Für eine mögliche Zuordnung ins Intertidal kommen die Lithofaziestypen C₂, C₃, C₄ und C₅ mit ihren ungemein hohen Bioturbationsraten in Betracht.

Grundsätzlich muß allerdings in Erinnerung gerufen werden, daß subtidale Ablagerungen gegenüber intertidalen Ablagerungen sicherlich ein höheres Erhaltungspotential haben.

Wie bereits in Kap. 3. dargelegt, läßt sich die enorm dichte Verwühlung, insbesondere des Sediments der Lithofazies C₅, sehr gut mit rezenten Ablagerungen des Intertidals vergleichen.

Die zahlreichen Hinweise auf Rinnenstrukturen mit steilen, teilweise sogar übersteilen Erosionsrändern, wie man sie von Prallhängen mäandrierender Prielsysteme kennt, sind ein weiteres Argument für die Annahme eines intertidalen Milieus.

Nach M.J. VISSER (1980, Fig. 2,3) sind mud drapes, die besonders im Bereich des Bottomsets eine Verdopplung zeigen, ein sicheres Merkmal für einen subtidalen Ablagerungsraum. Im Idealfall ist zwischen den mud drapes eine Sandlage mit gegenläufig orientierten Leebältern von Strömungsrippeln entwickelt. Zur Sedimentation von Pelitlagen sowohl vor als auch nach der Ablagerung einer Sandlage kann es aber nur bei einer anhaltenden Wasserbedeckung während beider Stillwasserphasen, also nach dem Flutstrom und nach dem Ebbstrom kommen.

Solche doppelten mud drapes konnten im gesamten Arbeitsgebiet kein einziges Mal beobachtet werden.

Auch das Fehlen einer generellen, vertikalen Faziessequenz, das die Vöcklaschichten auszeichnet (Kap. 2.2.), kann nach H.-E. REINECK & I.B. SINGH (1980, S. 454) als ein Hinweis auf Wattsedimente gewertet werden.

Die in den Vöcklaschichten so häufig auftretende Flaser- und Linsenschichtung sowie wellige Wechsel-schichtung ist genau der Schichtungstyp der auf Wattflächen typischerweise, wenn auch bei weitem nicht ausschließlich, gebildet wird. Von den Nordseewatten

beschreibt H.-E. REINECK & I.B. SINGH (1980, S. 434ff.) allerdings, daß diese auf den Wattflächen gebildeten Schichtungstypen durch lateral sehr rasch migrierende Prielsysteme in kurzer Zeit wieder fast vollständig erodiert und in „longitudinal-cross-bedding“ (vgl. H.-E. REINECK & I.B. SINGH, 1980, S. 435) umgearbeitet werden. Daß dies aber nicht immer der Fall sein muß zeigt eine Arbeit von R.W. FREY et al. (1989, S. 30 f.) über eine Wattfläche an der Westküste Koreas. Dort spielen mäandrierende Prielsysteme eine sehr untergeordnete Rolle. Dementsprechend wurde bislang auch weder an der Wattoberfläche noch in den darunterliegenden, subfossilen Wattsedimenten „longitudinal-cross-bedding“ nachgewiesen. Stattdessen sind diese Wattsedimente aus genau jenen Schichtungstypen aufgebaut, die auch in den Vöcklaschichten weit verbreitet sind.

Ein gewichtiges Argument gegen die Interpretation der Sedimente der Lithofazies C₂, C₃, C₄ und C₅ als intertidale Ablagerungen ist, daß keinerlei Anzeichen für ein periodisches Trockenfallen ehemaliger Sedimentoberflächen, wie Wasserstandsmarken, gekappte Rippekämme, Weidespuren ect. beobachtet werden konnten.

Insgesamt erscheint dem Autor aber die Annahme eines intertidalen Ablagerungsraumes für die oben genannten Lithofaziestypen am wahrscheinlichsten. Dabei scheinen die Existenz von kleinen Rinnenstrukturen, wie sie für das Subtidal wohl nicht mehr zu erwarten sind, und die enorm hohe Bioturbationsrate, insbesondere der Lithofazies C₅, die wichtigsten Argumente zu sein.

Diese vermuteten Wattflächen müssen allerdings nicht in unmittelbarer Verbindung mit dem doch relativ weit südlich gelegenen Festland gestanden haben. Möglicherweise gruppierten sich diese Watten entlang von weithinziehenden Hochzonen innerhalb des Bektas, die in Fortsetzung der Schüttungen des Fan-Deltas der Sand-Schottergruppe, parallel zur Beckenlängsströmung vorhanden gewesen sein mochten. Einen Hinweis auf die breiten Rinnen, die zwischen solchen Hochzonen zu erwarten wären, gibt die unvermittelt auftretende, massige Sandfazies A₂ im Aufschluß Nr. 52. Rezent existieren solche Hochzonen und Inseln mit zugehörigen Wattflächen beispielweise im Nordseegebiet, allerdings nicht in Verbindung mit Deltabauten, sondern im Bereich von Ästuaren und Barriereinseln.

Bei den Lithofaziestypen B₁ und B₂ dürfte es sich um Ablagerungen subtidaler Sandwellenfelder mit dazwischenliegenden Rippelfeldern handeln. Der komplizierte Internbau der Schrägschichtungskörper mit den zahlreichen, sich gegenseitig schneidenden Erosionsflächen und Reaktivationsflächen weist auf den vielfachen Umbau der dünenartigen Sandkörper in einem Gezeitenmilieu hin. Lithofazies C₁ kann als pelitreichere Entwicklung in geschützteren Bereichen innerhalb dieser Sandwellen- und Rippelfelder angesehen werden. Diese Interpretation entspricht jener von P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, Tab. 2).

Lithofazies A₂ wird, ebenfalls in Anlehnung an P. FAUPL & R. ROETZEL (1987), als eine Ablagerung großer, longitudinaler Sandbänke in breiten, subtidalen Rinnen gedeutet.

Dank

Der Autor dankt Herrn Univ.-Prof. Dr. P. FAUPL, der auch die dieser Arbeit zugrundeliegende Diplomarbeit betreute, für die kritische Durchsicht des Manuskripts. Vielfältige Hilfe kam auch von Herrn Dr. R. ROETZEL von der Geologischen Bundesanstalt in Wien, dem dafür ausdrücklich gedankt sei.

Für die Hilfe bei der Bearbeitung der Spurenfossilien und die Überlassung von Abb. 9 danke ich Herrn Dr. P. PERVESLER vom Institut für Paläontologie der Universität Wien.

Die Durchführung der Zeichenarbeiten hat Herr L. LEITNER freundlicherweise übernommen.

Die finanzielle Unterstützung seitens der Geologischen Bundesanstalt für projektbegleitende Kartierung kam indirekt auch dieser Arbeit zugute.

Literatur

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–93, Wien 1958.
- ABERER, F.: Das Miozän der westlichen Molassezone Oberösterreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **52** (1959), 7–16, Wien 1960.
- ABERER, F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach. – Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), Tl. 2–3, 266–279, Hannover 1962.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E.: Die miozäne Molasse am Alpenrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **92** (1947), 129–145, Wien 1949.
- ALLEN, J.R.L.: The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. – Sedimentology, **2**, 93–114, Amsterdam – London – New York 1963.
- ALLEN, J.R.L.: Sand waves: a model of origin and internal structure. – Sed. Geol., **26**, 281–328, Amsterdam 1980.
- ALLEN, Ph.A. & HOMEWOOD, P.: Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. – Sedimentology, **31**, 63–81, Oxford 1984.
- ALLEN, Ph.A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P.: Dynamic paleogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. – Eclogae geol. Helv., **78**, 351–381, Basel 1985.
- BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – Erdöl-Z., **77/11**, 509–520, Wien – Hamburg 1961.
- BÜRGL, H.: Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. – Verh. Geol. B.-A., **1946/10–12**, 123–151, Wien 1946.
- EKDALE, A.A., BROMLEY, R.G. & PEMBERTON, S.G.: Ichnology. The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. – SEPM Short Course No. 15, 317 S, Tulsa 1984.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R.: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jb. Geol. B.-A., **130/4**, 415–447, Wien 1987.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R.: Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jb. Geol. B.-A., **133/3**, 157–180, Wien 1990.
- FAUPL, P., ROHRLICH, V. & ROETZEL, R.: Provenance of the Ottangian Sands as Revealed by Statistical Analysis of their Heavy Mineral Content (Austrian Molasse Zone, Upper Austria and Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **131/1**, 11–20, Wien 1988.
- FOLK, R.L. & WARD, W.: Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. – J. Sed. Petrol., **27**, 3–26, Tulsa 1957.
- FREY, R.W., HOWARD, J.D., HAN, S.-J. & PARK, B.-K.: Sediments and sedimentary sequences on a modern macrotidal flat, Inchon, Korea. – J. Sedim. Petr., **59**, 28–44, Tulsa 1987.
- FRIEDMANN, G. M.: On sorting, sorting coefficients and the log-normality of the grain size distribution of sandstones. – J. Geol., **70**, 737–753, Chicago 1962.
- FUCHS, W.: Die Molassezone und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 1. Aufl., XIX+701 S, Wien – New York (Springer) 1980.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl u. Kohle, **12/8**, 605–613, Hamburg 1959.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie, 2, Sedimente und Sedimentgesteine. – 3. Aufl., XVI+784 S, Stuttgart (Schweizerbart) 1977.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sediment-Petrologie, 2, Sedimente und Sedimentgesteine. – 4. Aufl., XVI+1141 S, Stuttgart (Schweizerbart) 1988.
- GLAISTER, R.P. & NELSON, H.W.: Grain-size distributions, an aid in facies identification. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **22/3**, 203–240, Calgary 1974.
- HÄNTZSCHEL, W.: Trace fossils and problematica. – In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Supplement 1, W2–W269. Geol. Soc. America & Univ. Kansas Press, New York & Lawrence 1975.
- HERBST, J.: Die Ursalzach-Schüttung (Ottang/Miozän) – Eine Studie über das Liefergebiet aufgrund der Schwermineralführung. – Unveröff. Diss. natw. Fak. Univ. Salzburg, VI+138 S., Salzburg 1985.
- HOWARD, J.D. & FREY, R.W.: Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utha. – Can. J. Earth Sci., **21**, 200–219, Ottawa 1984.
- HÜLSEMANN, J.: Großrippeln und Schrägschichtungs-Gefüge im Nordseewatt und in der Molasse. – Senck. leth., **36**, H. 5/6, 359–388, Frankfurt/M. 1955.
- HUMPHREYS, B. & BALSON, P. S.: Psilonichnus (FÜRSICH) in late Pliocene subtidal marine sands of eastern England. – J. Paleont., **62/2**, 168–172, Tulsa 1988.
- KLEIN, G. DE VRIES: Clastic Tidal Flats. – 149 S., Champaign (Continuing Education Publ. Comp.) 1977.
- KURZWEL, H.: Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **20**, 169–215, Wien 1973.
- MALECKI, G.: SEDPAK – Charakterisierung von Sedimenten aufgrund der Korngrößenanalyse. – Ber. d. Geol. B.-A., **1**, Bgl. 12, Wien (Geol. B.-A.) 1986.
- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – XII+ 152 S, Stuttgart (Schweizerbart) 1967.
- MÜLLER, G.: Das Sand-Silt-Ton Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – N. Jb. Mineral., Mh., **1961**, 148–163, Stuttgart 1961.
- PASSEGA, R.: Texture as characteristic of clastic deposition. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **41**, 1952–1984, Tulsa 1957.
- PASSEGA, R.: Grain size representation by CM Patterns as a geological tool. – J. Sed. Petr., **34**, 830–847, Tulsa 1964.
- PASSEGA, R. & BYRAMJEE, R.: Grain-size image of clastic deposits. – Sedimentology, **13**, 233–252, Amsterdam 1969.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B.: Depositional Sedimentary Environments. – 2. Aufl. XX+550 S, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1980.
- REINECK, H.-E. (Hrsg.): Das Watt. Ablagerungs und Lebensraum. – 3. Aufl., 185 S, Frankfurt am Main (Waldemar Kramer) 1982.
- ROETZEL, R.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Puchkirchen – Neukirchen/Vöckla auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 249–250, Wien 1985.

- ROETZEL, R.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Neukirchen/Vöckla – Frankenburg auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 394–395, Wien 1986.
- SEILACHER, A.: Bathymetry of trace fossils. – *Marine Geol.*, **5**, 413–428, Amsterdam 1967.
- SINDOWSKI, K.H.: Die synoptische Methode des Kornkurven - Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. – *Geol. Jb.*, **73**, 235–275, Hannover 1957.
- STRIDE, A.H. (Hrsg.): Offshore tidal sands. Processes and deposits. – 222 S, London – New York (Chapman & Hall) 1982.
- TERWINDT, J.H.J.: Origin and sequences of sedimentary structures in inshore meso-tidal deposits along the North Sea. – Unpublished 1979.
- TRAUB, F.: Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. – *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Mh.*, **1945–1948**, Abt. B, 53–71, 161–174, Stuttgart 1948.
- VISHER, G.S.: Grain size distribution and depositional processes. – *J. Sed. Petr.*, **39/3**, 1074–1106, Tulsa 1969.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. September 1990.

Stratigraphie und Struktur der Rannachdecke bei Kehr (Grazer Paläozoikum)

Mit 12 Abbildungen und 3 Tabellen

Von FRANZ NEUBAUER*)

*Steiermark
Grazer Paläozoikum
Silur/Devon
Paläogeographie
Sandstein
Vulkanismus
Faltenbau
Deckenbau*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 163*

Inhalt

Zusammenfassung	101
Abstract	101
1. Einleitung	102
2. Stratigraphie der Rannach-Gruppe bei Kehr	102
2.1. Kehrer Schichten	102
2.2. Crinoiden-Schichten	106
2.3. Dolomitsandstein-Formation	106
2.4. Barrandei-Schichten	107
2.5. Bemerkungen zur Biostratigraphie	107
3. Modale Zusammensetzung der Sandsteine	108
4. Interpretation des Ablagerungsraumes	110
5. Struktur der Rannachdecke bei Kehr	110
6. Interpretation der strukturellen Daten	112
7. Diskussion	114
Dank	114
Literatur	114

Zusammenfassung

Die basale Schichtfolge der Rannachdecke bei Kehr, Grazer Paläozoikum, ist Ausdruck einer Krustendehnung im Silur und Unterdevon. Die Schichtfolge ist dominiert von Vulkaniklastika, die vorwiegend als Rutschungen und selteneren „fall out“-Aschetuffen oder distalen Turbiditen in einem marinen Becken zur Ablagerung kamen. Dieses Becken wird während Obersilur und Unterdevon aufgefüllt, und durchwandert pelagische bis Flachwasserfaziesbereiche. Die modale Zusammensetzung der Sandsteine weist auf ein kontinentales Liefergebiet sowie auf zunehmende Transportauslese und Ferntransport hin.

Die Rannachdecke zeigt im untersuchten Bereich einen Großfaltenbau mit E-W-streichenden Faltenachsen. Aufschluß- und Mikrogefüge zeigen jedoch westgerichteten, subparallel zur Faltenachse orientierten tektonischen Transport an. Eine Entstehung der Falte als laterales Segment einer überdimensionierten Futteralfalte wird diskutiert.

Stratigraphy and Structure of the Rannach Nappe (Paleozoic of Graz)

Abstract

The formations at the base of the Rannach nappe near Kehr, Paleozoic of Graz, are the expression of crustal extension during late Silurian and early Devonian. At the base, volcanoclastic rocks dominate which were deposited as submarine debris flows, turbidites and/or fall out ash tuffs. A regressive trend led to increasing infilling of the previously formed basin, and the shift of sedimentary environments from pelagic to shallow water ones. The composition of sandstones indicates a continental source and increasing maturity by long transport.

The Rannach nappe exhibits a E-W orientated large-scale fold in the area of investigation. The fold axis is subparallel to structures of a top to the west shearing. Therefore, this fold is interpreted as a lateral segment of a large-scale sheath fold.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. FRANZ NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

1. Einleitung

Die basalen paläozoischen Schichtfolgen der Ostalpen finden großes Interesse, da sie Aufschluß über geodynamische Prozesse geben, die die Entwicklung des ostalpinen Altpaläozoikums steuern (z.B. FRITZ & NEUBAUER, 1988; HEINISCH, 1998; LOESCHKE, 1989). Diese Arbeit ist eine Detailstudie über ein Gebiet in der Rannachdecke des Grazer Paläozoikums (Abb. 1), in der die Kehr Schichten als älteste Schicht dieser Decke ihre Typlokalität haben (FLÜGEL, 1975; FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Die Überprüfung des Schichtbestandes, eine Aufgliederung in Lithofaziestypen und die Klärung der Stratigraphie und Struktur waren die wesentlichen Ziele dieser Arbeit. Sie ist als Beitrag zur weitgespannteren Problematik, nämlich zur Klärung des geodynamischen Geschehens in den ältesten Schichten des Oberostalpins zu verstehen.

Die Gesteine der Rannachdecke bei Kehr wurden in den letzten Jahrzehnten kaum behandelt (KNEBEL, 1939; FLÜGEL 1954). Wegen ungünstiger Aufschlußverhältnisse, tiefgründiger Verwitterung und intensiver landwirtschaftlicher Nutzung (Wald-, Wiesen- und Ackerlandschaft) liegen bisher nur teilweise sehr vereinfachte geologische Detailkarten vor (FLÜGEL, 1954; EBNER, 1983; WEBER, 1990). Erst die stratigraphischen Daten, der Nachweis von Unterdevon in Flaserkalken der Oberen Kehr Schichten (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1971, EBNER et al., 1979) erweckten neues Interesse an diesem Gebiet.

2. Stratigraphie der Rannach-Gruppe bei Kehr

Eine Übersicht über die Schichtfolgen der Rannach-Gruppe des Grazer Paläozoikums geben EBNER et al., 1980 und FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER (1984).

2.1. Kehr Schichten

Als Kehr Schichten wird die vulkanogene Basisfolge der Rannachdecke des Grazer Paläozoikums verstanden. Sie haben im Arbeitsgebiet ihre Typlokalität (vergl. FLÜGEL, 1975). Die Kehr Schichten werden heute aufgeteilt in Untere Kehr Schichten aus vulkanogenen Gesteinen, und Obere Kehr Schichten, die aus Flaserkalken, phyllitischen Tonschiefern und untergeordnet Aschentuffen bestehen.

Im Gebiet von Kehr sind die Unteren Kehr Schichten im Kern einer überkippten Falte aufgeschlossen (Abb. 2), so, daß die stratigraphische Unterlagerung nicht erkennbar ist. Der Faltenkern wird im Liegendwie Hangendschenkel von den Oberen Schichten von Kehr ummantelt. Die Gesamtmächtigkeit der Kehr Schichten kann deshalb nicht angegeben werden. Jedoch beträgt die Mächtigkeit der Unteren Kehr Schichten mehr als 140 m, die der Oberen Kehr Schichten ca. 50–70 m.

Als Typprofil werden hiermit die Aufschlüsse längs des Pleschbaches ab Seehöhe 770 m (siehe Abb. 2) sowie die Aufschlüsse am Rücken südwestlich und südöstlich des Gehöftes Kainz ausgewählt. Die Unteren Schichten von Kehr lassen im Profil mehrere Lithofaziestypen erkennen. Mehr als 80 Prozent der Aufschluß-

fläche nehmen deformierte Lapillituffe ein (Nomenklatur nach SCHMID, 1981). Diese Lapillituffe sind in der Regel polymikt (SCHALK, 1985), wobei in diesen polymikten Tuffen vulkanische grüne, violettrote und ocker gefärbte Komponenten zu unterscheiden sind (Abb. 4a). Die schwache Metamorphose läßt erkennen, daß die Komponenten mikrokristallinen und glasigen Gefügetypen entspringen. Diese sind heute mehr oder weniger metamorph umgewandelt und bestehen aus Chlorit, Kalzit, Titanmineralen (Leukoxen), und mitunter porphyroblastischem Epidot (Abb. 5a). Einsprenglinge und vulkanische Komponenten mit gefüllten Blasen Hohlräumen sind eher selten. Die fehlenden Blasen sprechen für eine hydroklastische Entstehung der Lapilli (FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Zusätzlich wurden wenige helle Komponenten gefunden, die praktisch frei von mafischen Mineralen sind. Es lassen sich drei Typen unterscheiden:

- Ein erster Typ besteht aus feinen Plagioklasleisten und etwas Quarz, in denen vereinzelt Plagioklaseinsprenglinge stecken.
- Ein weiterer Typ führt Plagioklas- und perthitische Alkalifeldspateinsprenglinge in einer kalifeldspatreichen Grundmasse (Abb. 5c).
- Ein dritter Typ führt nahezu ausschließlich Alkalifeldspateinsprenglinge in einer vorwiegend aus Alkalifeldspäten zusammengesetzten Grundmasse (Abb. 5d).

Diese Komponenten sind als Lithoklasten im Sinne von SCHMINCKE (1988) zu interpretieren. Sie lassen sich als subvulkanische keratophyrische, trachytische und latitische Differentiate der mafischen Magmen erklären.

Die Profilabfolge in gut aufgeschlossenen Bereichen (z.B. Profil im Pleschbach, siehe Abb. 2 und 3) zeigt, daß die Korngrößen und die Zusammensetzung der Lapillituffe schwankt. Dominierend sind polymikte Lapillituffe, während monomikte Lapillituffe mit feinkörnigen grünen Lapilli nur als hangendster Horizont erkannt werden konnten. Die Dicke dieser Ablagerungseinheiten schwankt zwischen einem und ca. zehn Metern. Der Matrixanteil aus dunkel gefärbtem Chlorit und limonitisch verwitterndem Karbonat ist gering, angenommen in den polymikten Lapillituffen. Der geringe Matrixanteil führt zu korngestützten Verbänden, die monomikten Lapillituffe sind matrixgestützt. Bei letzteren überwiegt der Ascheanteil in der Matrix gegenüber dem Lapillianteil. Die mittlere Korngröße schwankt zwischen ca. 1 und 3 cm (SCHALK, 1985), wenn man die deformationsbedingte Plättung der Gesteine rückführt. Jedoch wurden vereinzelt bis 15 cm große Komponenten gefunden.

In den polymikten Lapillituffen konnten horizontgebunden vereinzelt ca. 1–5 cm große lithische, sedimentäre Komponenten erkannt werden. Gefunden wurden rötliche Lydite, helle Dolomite, rötliche und graue feinkörnige Kalke und hellgelbliche bis weiße Quarzarenite. Wegen dieses Sedimentgesteinsanteiles wurde von NEUBAUER et al. (1986) die Bezeichnung Agglomerat von Kehr für diese Einheit vorgeschlagen.

Aschetuffe sind selten. Sie treten als geringmächtige Lagen zwischen dicken Lapillituffhorizonten auf, sowie vor allem aber unterhalb der hangenden Mandelsteine. Die Aschetuffe bestehen im wesentlichen aus Chlorit und Erz, was auf rekristallisiertes Glas hinweist. Einsprenglinge lassen sich kaum beobachten. Demnach

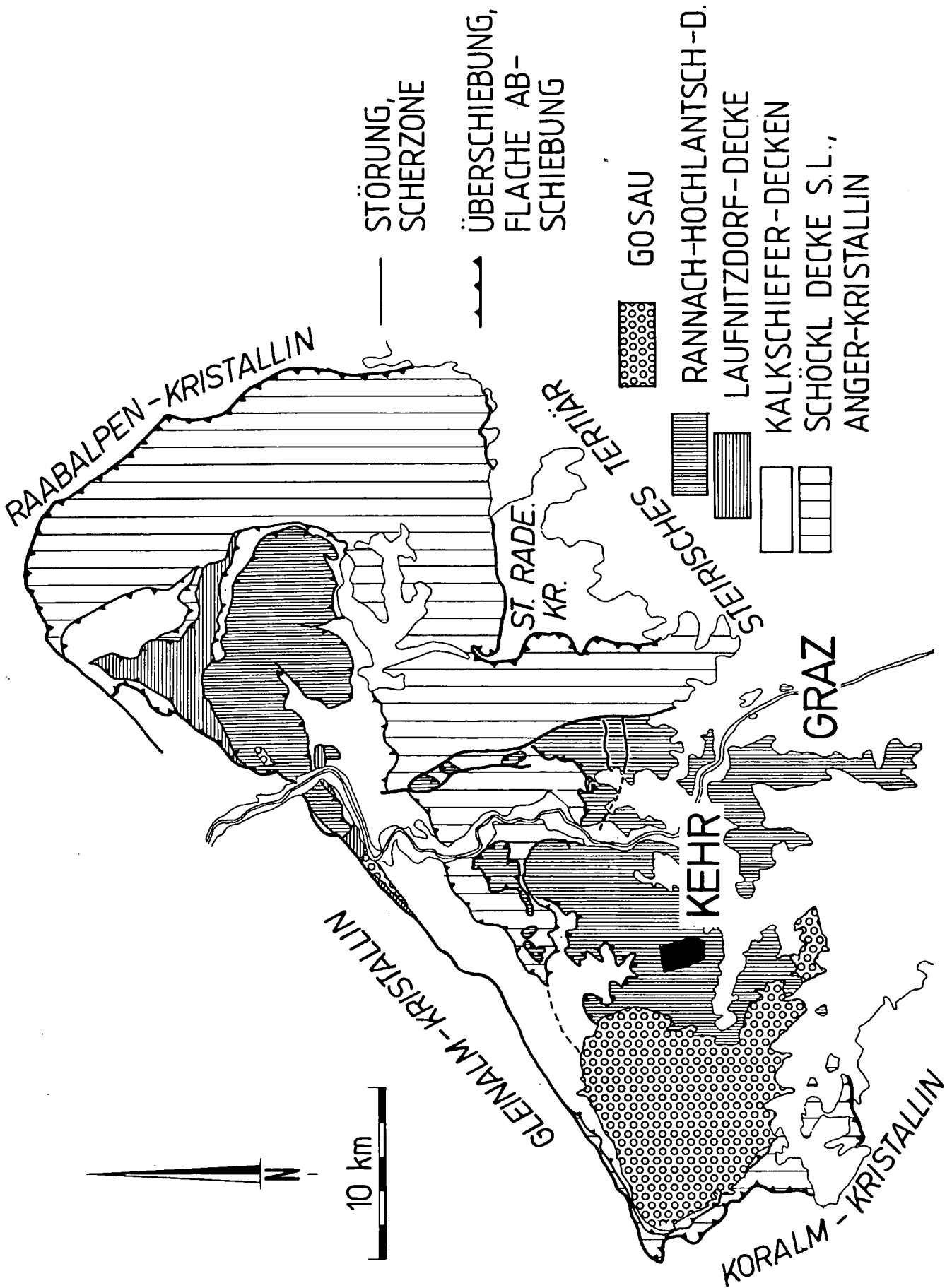
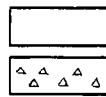


Abb. 1.
 Tektonische Übersichtskarte des Grazer Paläozoikums.
 Der schwarze Bereich markiert das Arbeitsgebiet Kehr (siehe Abb. 2).

1061 × PLESCHKOGEL



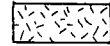
Hangschutt
Rotlehm

BARRANDEI KALK

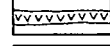


Dunkler Kalk

DOLOMITSANDSTEIN FM.



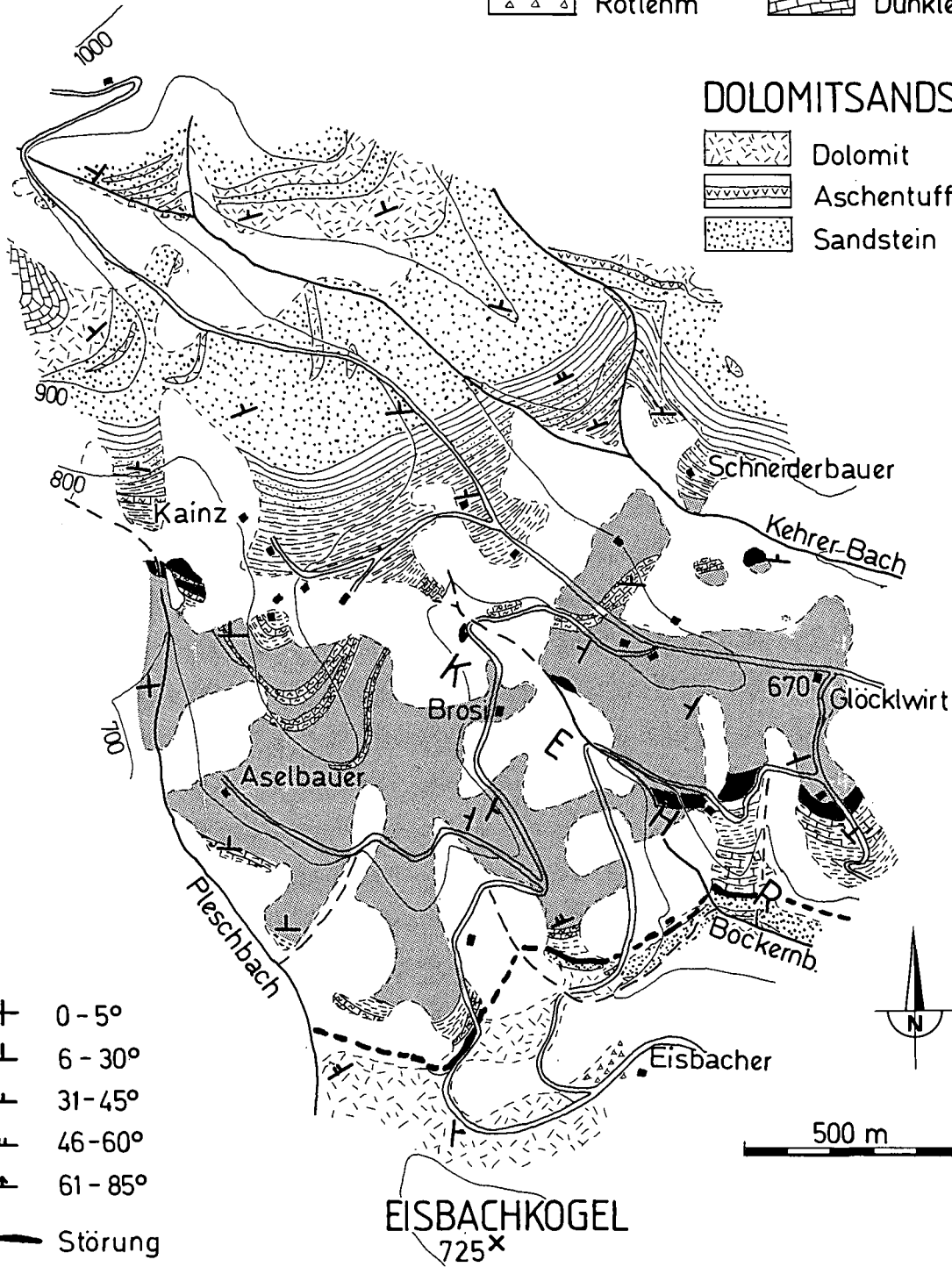
Dolomit



Aschentuff



Sandstein

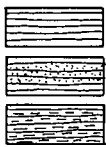


- + 0 - 5°
- ⊥ 6 - 30°
- ⊥ 31 - 45°
- ⊥ 46 - 60°
- ⊥ 61 - 85°

— Störung

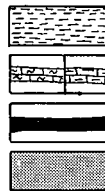
EISBACHKOGEL
725^x

"CRINOIDENSCHICHTEN"



Siltsteine mit Crinoidenkalken
Sandsteine
Schwarze Bankkalke und
Tonschiefer

KEHR FM.



Tonschiefer
Flaserkalk / Kalkschiefer
Diabas (Mandelstein)
Pyroklastika (vorw. Lapillituffe)

Abb. 2.
Geologische Karte von Kehr.
Zur Lage siehe Abb. 1.

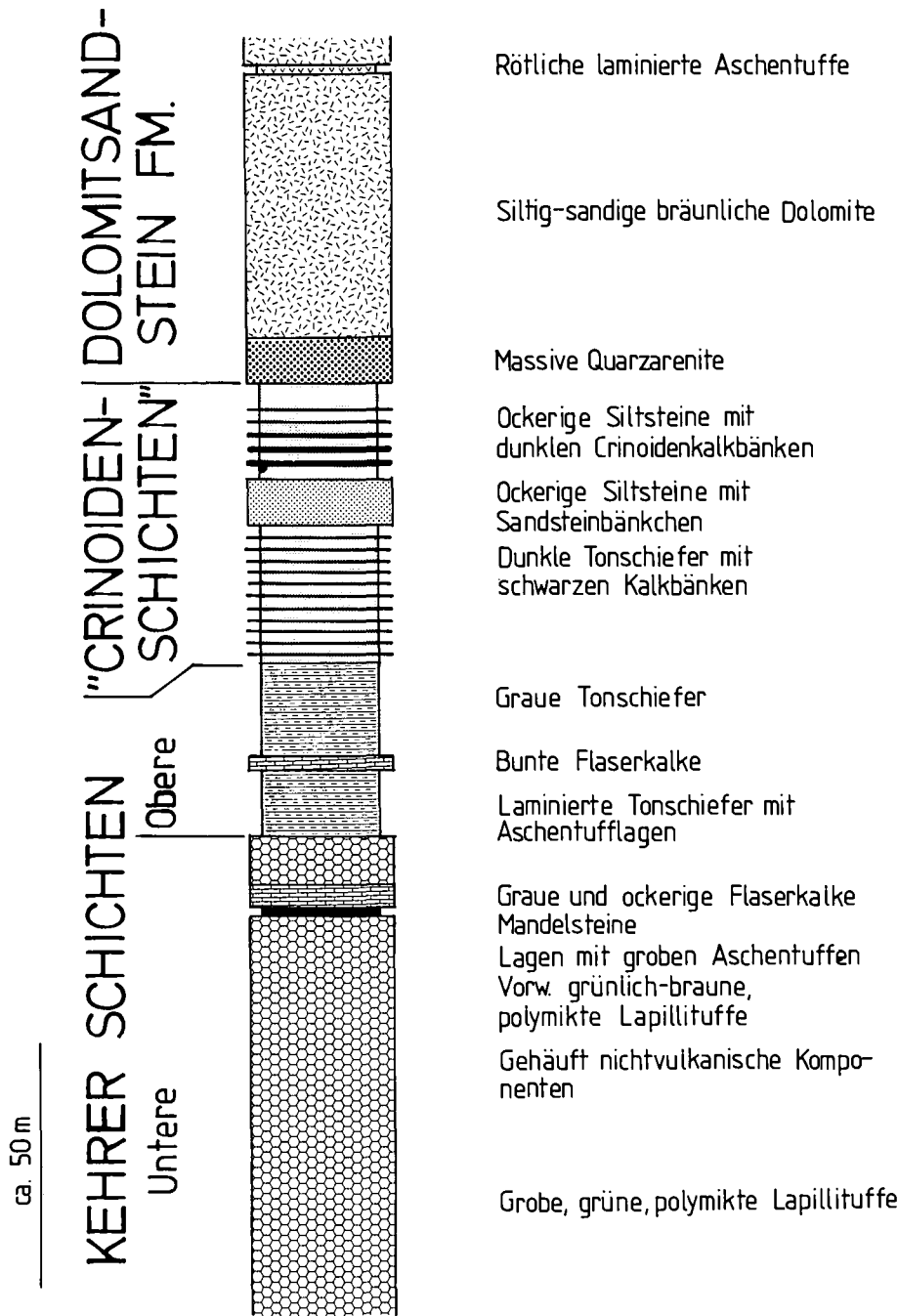


Abb. 3.
Schematisches Säulenprofil der basalen Schichtfolge der Rannach-Gruppe (Gesteinsinhalt der Rannachdecke) bei Kehr.

sind die Aschentuffe vorwiegend aus vitrischen Aschentuffen abzuleiten.

Nur an wenigen Stellen konnten als Hangendabschluß der vulkanogenen Abfolge um ein Meter dicke Mandelsteinlaven gefunden werden (Abb. 2). Sie sind feinkörnig, grünlich gefärbt, und führen ca. 3–5 mm große, mit Karbonat gefüllte Blasen Hohlräume (Abb. 4b). Diese Diabasmandelsteine haben eine mikrokristalline Grundmasse. Diese setzt sich aus idiomorphen Formrelikten aus Phyllosilikaten und Karbonat nach Plagioklas, Erz, Leukoxen, Chlorit und einem sehr feinkörnigen Feldspat/Quarzmeng zusammen (Abb. 5b). Vereinzelt wurden in den Diabasmandelsteinen des Liegendschenkels Epidot in Porphyroblasten und feinfilziger Aktinolith (?) angetroffen. Ehemalige Einsprenglinge sind selten. Vereinzelt kommen Plagioklas, selten vereinzelt perthitische Alkalifeldspäte und gelängte Formrelikte nach fraglichem Pyroxen vor. Letztere sind in

Chloritflatschen umgewandelt, was auf ehemalige Pyroxene hinweist (Abb. 4b). Die Unteren Kehrer Schichten beinhalten einen verfalteten Flaserkalkhorizont.

Die Oberen Kehrer Schichten setzen im Profil mit grauen phyllitischen Tonschiefern ein und setzen mit einem Flaserkalkhorizont fort (Abb. 2,3). Diese Flaserkalke mit vorwiegend grauen, manchmal rötlichen Knollen werden maximal ca. fünf Meter dick. Diese beiden Flaserkalkhorizonte führen im Arbeitsgebiet sehr selten Einzelkorallen (*Rugosa*), vereinzelt Crinoiden und wenige, stratigraphisch kaum verwertbare Conodonten. Mikrofaziell handelt es sich Biomikrite (Abb. 6a).

Bedingt durch Verfaltung ist nicht ganz ausgeschlossen, daß es sich nur um einen Flaserkalkhorizont handelt. Die unterschiedliche Färbung spricht für zwei Horizonte, nämlich einen liegenden, eher diskontinuierlichen, meist grauen Flaserkalk, und einen hangenden

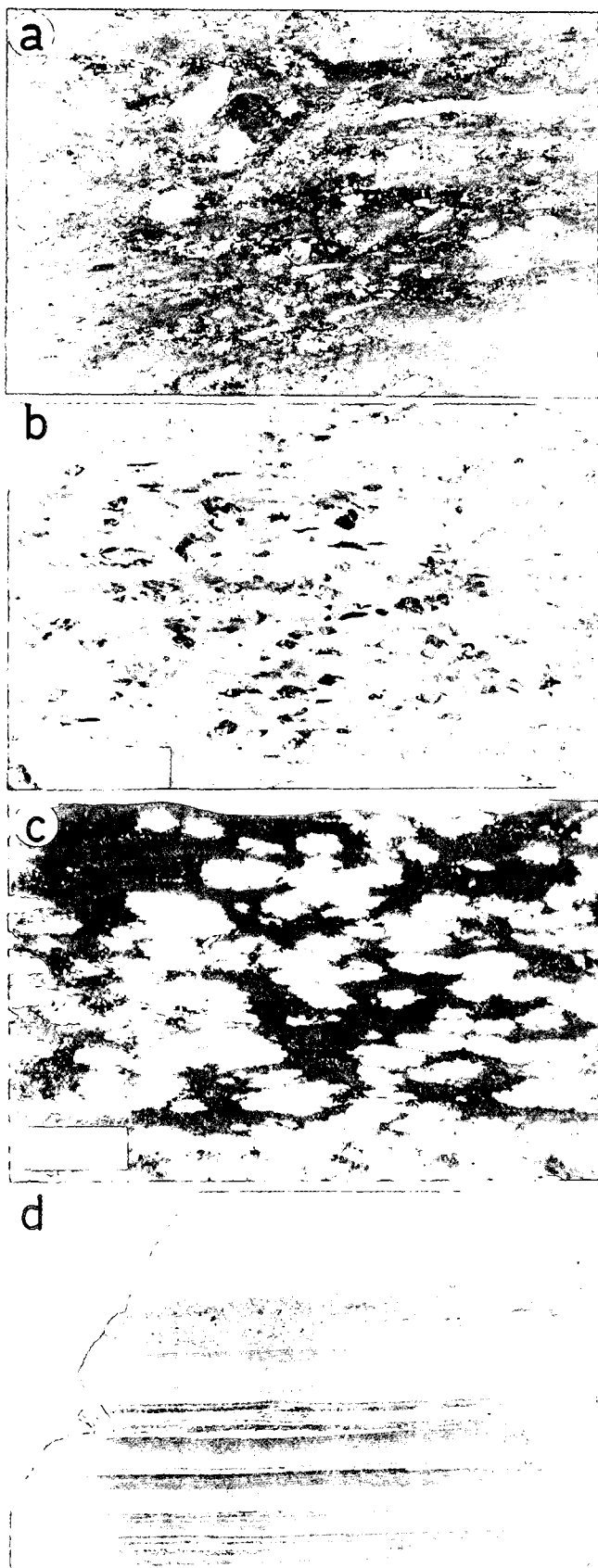


Abb. 4.
Lithofaziestypen der vulkanogenen Gesteine der Kehrer Schichten.
a) Polymikter, schlecht sortierter Lapillituff der Unteren Kehrer Schichten.
b) Fleckschiefer, Untere Kehrer Schichten.
c) Mandelstein mit Karbonatmandeln, Oberrand Untere Kehrer Schichten.
d) Laminierter phyllitischer Tonschiefer mit Aschetufflagen, Obere Kehrer Schichten.
Lange Kante des Maßstabs entspricht einem Zentimeter.

intensiv roten Flaserkalk. Über den bunten Flaserkalken folgen feingebänderte Tonschiefer mit vereinzelt, mm- bis max. cm-dicken Lagen von rekristallisierten vitrischen und Kristallaschentuffen (Abb. 4d) sowie seltenen vulkanogenen Grauwacken.

2.2. Crinoiden-Schichten

Die „Crinoiden-Schichten“ stellen eine informell benannte Formation dar, deren Typlokalität (siehe FLÜGEL, 1960, 1975) heute kaum mehr aufgeschlossen ist (siehe auch FRITZ, in Vorb.).

Die Crinoiden-Schichten treten nur längs des Hangendschenkels der Antiklinalstruktur von Kehr auf. Die Mächtigkeit der Crinoidenschichten beträgt hier ca. 50 bis 65 m. Die Abgrenzung zu den unterlagernden Oberen Kehrer Schichten ist mit dem Erstauftreten von Kalkbänken zu ziehen. Die Crinoidenschichten lassen sich ebenfalls, ähnlich wie im Gebiet Röttschgraben (NEUBAUER, 1989), in mehrere Member untergliedern (Abb. 2, 3). Ein gut aufgeschlossenes Profil befand sich zur Zeit der Bearbeitung an der Straße nordwestlich Lippbauer (Abb. 2):

- 1) Basal sind mergelige Tonschiefer und Karbonatphyl-lite aufgeschlossen, die 5 bis 15 cm dicke dunkle, feinkristalline Kalkbänke führen (schwarze Bankkalke und Tonschiefer in Abb. 2).
- 2) Es folgen ockerige gefärbte flaserige Sandsteine, die ca. 2–4 cm dicke, karbonatisch zementierte, gradierte Sandsteinbänke beinhalten (Sandsteinmember in Abb. 2). Die Korngrößen der Sandsteine sind variabel und liegen im Fein- bis Mittelsandbereich. Auf den Schichtflächen sind Helglimmerklasten zu erkennen. Diese Sandsteine sind generell relativ feldspatreich.
- 3) Ockerige, karbonatische Siltsteine mit vereinzelt dunklen Crinoidenkalkbänken von ca. 4 bis 40 cm Mächtigkeit. Die Kalkbänke sind dunkel, beinahe tonfrei und zeigen häufig eine normale Gradierung (Abb. 6b). Die Crinoiden sind stets disintegriert. Nur in einem Falle wurde ein zusammenhängender Crinoidenstiel gefunden (siehe auch Abb. 10a). Die Kalkbänke bestehen nach gasvolumetrischen Bestimmungen (Methode nach SCHEIBLER, siehe MÜLLER, 1964) aus 78–95 Gew.-% Gesamtkarbonat, während die Sandsteinbänke ca. 30–70 Gew.-% Gesamtkarbonat beinhalten. Der Dolomitanteil der Kalkbänke ist nach titrimetrischen Bestimmungen zwischen 2 und 13 Gew.-%.

Im stark deformierten Liegendschenkel wurden keine sicheren Äquivalente der Crinoidenschichten aufgefunden. Die auftretenden stark deformierten Kalkschiefer lassen sich eher aus Flaserkalken der Oberen Kehrer Schichten als aus Crinoiden-Schichten des Members (3) ableiten. Mergelige Tonschiefer mit dunklen Kalkbänken und siltige Tonschiefer wurden nicht angetroffen.

2.3. Dolomitsandstein-Formation

Im Liegend- wie Hangendschenkel der Faltenstruktur setzt die Dolomitsandsteinformation mit einem Quarzsandsteinmember ein. Diese sehr gut sortierten Quarzarenite/Quarzwacken sind hell und karbonatfrei. Die

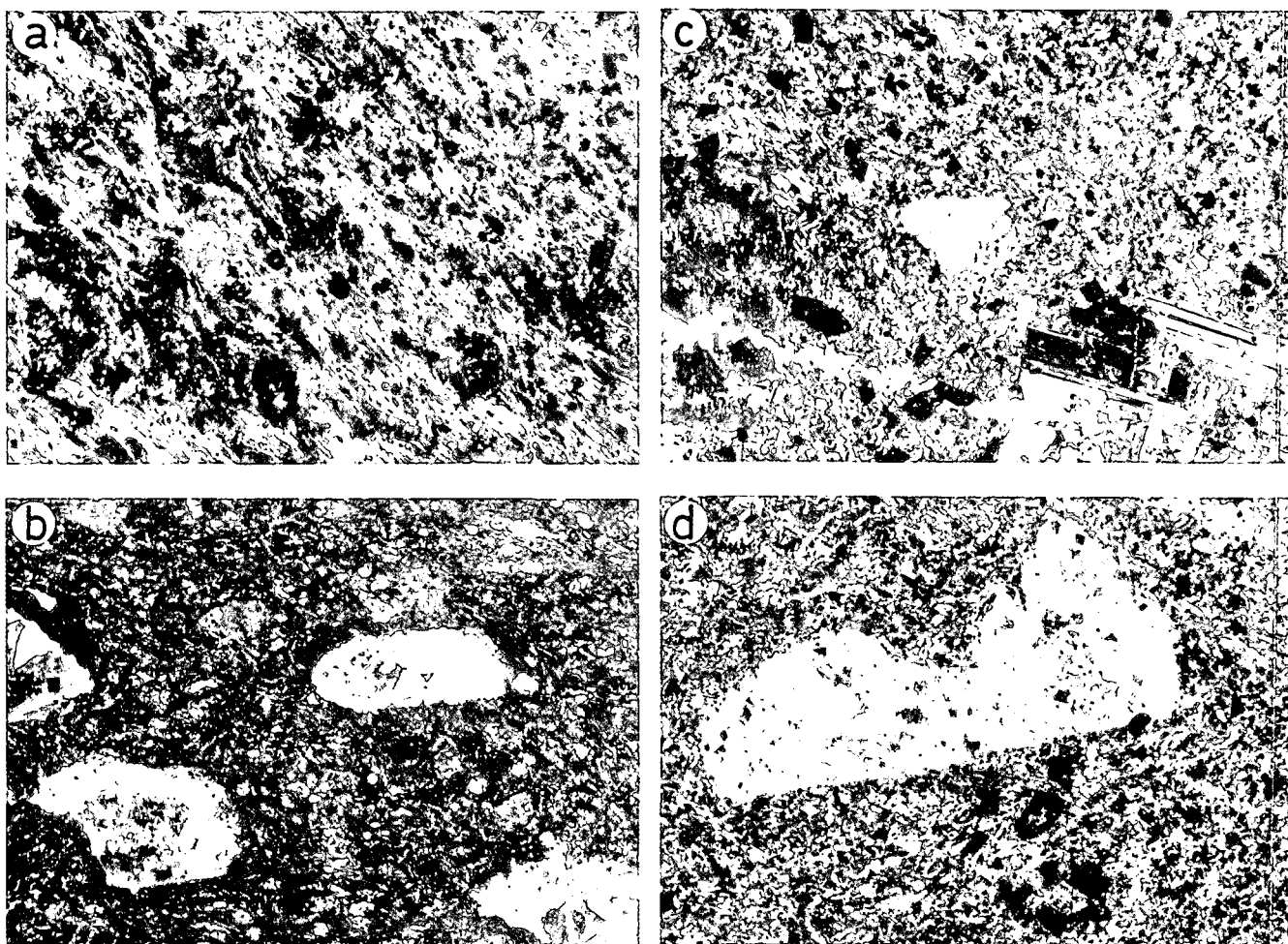


Abb. 5.
 Gefügetypen vulkanischer Gesteine der Unteren Kehrer Schichten im Dünnschliff.
 a) Blasenfreier Lapilli mit der Paragenese Epidot, Chlorit, Serizit, Kalzit.
 Lange Bildkante entspricht ca. 3 mm.
 b) Mandelstein mit gelängten Mandeln.
 Lange Bildkante entspricht ca. 3 mm.
 c) Latitisches, subvolkanisches Differentiat mit Plagioklas- und Alkalifeldspateinsprenglingen.
 d) Trachtytisches, subvolkanisches Differentiat mit Alkalifeldspateinsprenglingen in einer alkalifeldspatreichen Grundmasse.
 Lange Bildkante bei Fig. c und d ca. 1,2 mm. Alle Bilder mit gekreuzten Nicols.

Korngrößen liegen im Mittelsandbereich. Charakteristisch ist ein kieseliges Bindemittel. Die Mächtigkeit dieses Members beträgt zwischen 5 und 10 Meter. Die Quarzsandsteine sind massig und nicht gebankt, an einzelnen Stellen können Schrägschichtungskörper beobachtet werden. Die aus zwei Aufschlüssen (Rippe N Gehöft Kainz) abgeleitete Schüttungsrichtung weist bei Rückkipfung in die horizontale Lage auf eine Schüttung gegen NNW. Über den basalen Quarzareniten folgen Einschaltungen hellgrauer Dolomite, die im Hangendschenkel hellgraue, ockerig verwitternde, siltige Dolomite beinhalten können. Als Leithorizont wurde im Hangendschenkel mehrere Zentimeter bis Dezimeter dicke gelblich-rötliche Tufflagen in hellgelblichen Dolomiten gefunden. Diese Lagen sind auf mehrere Mächtigkeitsmeter verteilt.

Im Liegendschenkel (Gebiet Eisbachkogel, siehe Abb. 2) sind in inverser Folge das Quarzsandsteinmember und danach hellgraue massige Dolomite aufgeschlossen. Die siltig-sandigen, kalkschieferähnlichen Dolomite des Hangendschenkels scheinen zu fehlen. Diese siltig-sandigen Einschaltungen innerhalb der Dolomitsandstein-Formation dominieren im Gebiet nörd-

lich des Pleschkogels diese Formation (BUCHROITHNER, 1978).

2.4. Barrandei-Schichten

Am Anstieg gegen den Pleschwirt kommen im Arbeitsgebiet dunkle, im Dezimeterbereich gebankte, fossilführende Kalke der Barrandei-Schichten vor. Sie überlagern hier die Dolomitsandstein-Formation.

2.5. Bemerkungen zur Biostratigraphie

Eine Verfeinerung der Stratigraphie mit Conodonten wurde v.a. im Bereich der Oberen Schichten von Kehr und in den Crinoidenschichten im Straßenprofil Kehr – Pleschkogel versucht, hat aber keine überzeugenden, über den derzeitigen Kenntnisstand hinausgehende Ergebnisse gebracht. Die Flaserkalke führen ebenso wie die Crinoidenkalke wenig signifikante Conodontenfaunen (vornehmlich zerbrochene Astformen), die nur eine Eingrenzung auf höchstes Silur bis Unterdevon (basales

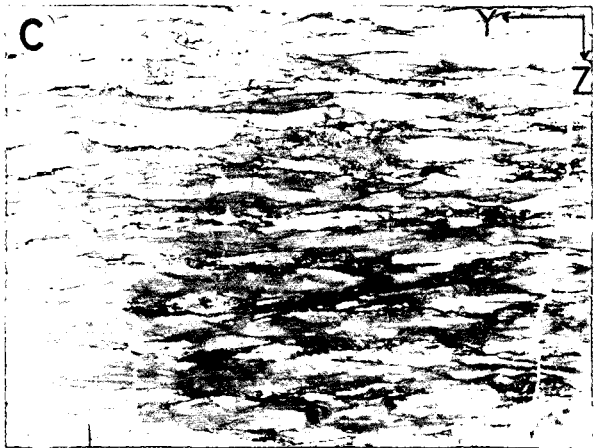
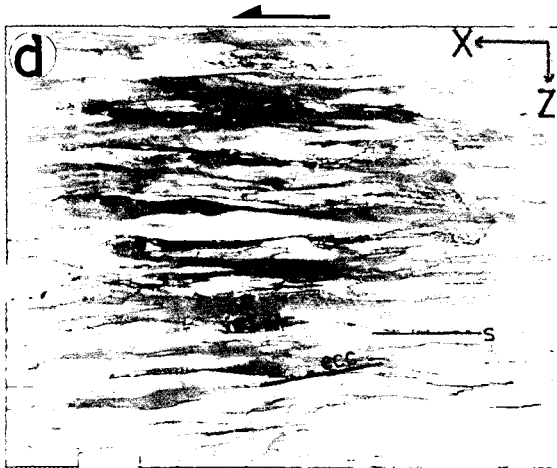


Abb. 6.
 Karbonattypen der Oberen Kehr Schichten und der Crinoidenschichten.
 a) Dünnschliffbild eines biomikritischen Flaserkalkes, Obere Schichten von Kehr.
 Länge Bildkante ca. 3 mm.
 b) Anschliff eines gradierten, bioklastischen Kalkes (Tempestites) der Crinoidenschichten, oberes Member.
 c) und d) Zwei unterschiedliche Schnittlagen eines Flaserkalkes der Oberen Schichten von Kehr.
 Lange Kante des Maßstabs entspricht einem Zentimeter.

Ems) zulassen. Aus dem stratigraphisch liegendsten, tektonisch hangendsten Dolomithorizont der Dolomitsandstein-Formation des Liegendschenkels östlich des Eisbachkogels wurde eine Conodontenfauna mit Polygnathiden mit großer Basalgrube gewonnen, die auf basale Ems hinweist. Das steht in Übereinstimmung mit anderen Faunen der basalen Dolomitsandsteinfolge (vergl. NEUBAUER, 1989), die damit auch anzeigen, daß diese Dolomite in einem vollmarinen Milieu abgelagert wurden. Die Farbe der Conodonten ist, bedingt durch Inkohlung organischer Substanz während einer schwachen metamorphen Überprägung, schwarz (Conodont Alteration Index – CAI – von 5; vergl. EPSTEIN et al., 1977). Dies steht in Übereinstimmung mit den grün-schieferfaziellen Mineralparagenesen mafischen Vulkanite.

FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1971) haben basales Unterdevon in Flaserkalken der Kehr Schichten an einer Lokalität ca. 2 km östlich von Kehr nachgewiesen, EBNER et al. (1979) in vergleichbaren Flaserkalken des Liegendschenkels der Kehr Antiklinale solche des höheren Silurs (Grenzbereich Ludlow/Pridoli). Erstere Fauna ist möglicherweise zeitlich etwas tiefer anzusetzen. Die Fauna von EBNER et al. (1979) fixiert den zeitlichen Abschluß des Vulkanismus der Kehr Schichten mit hö-

herem Silur, was in Übereinstimmung mit einem vergleichbaren Profil in Eggenfeld steht (vergl. EBNER, 1976; PLODOWSKI, 1976; NEUBAUER, 1989). Den Crinoiden-Schichten kommt damit ein höchstsilurisches und unterdevonisches Alter zu, während die Dolomitsandsteinfolge im höheren Unterdevon (etwa basales Ems) einsetzt.

3. Modale Zusammensetzung der Sandsteine

Die Sandsteine wurden im Rahmen einer größeren Probenserie, die repräsentative Proben aller Sandsteine des Grazer Paläozoikums umfaßt, untersucht. Es wurden Modalanalysen in einem Punktzählverfahren angefertigt, wobei je nach Zusammensetzung und Matrixgehalt zwischen 400 und 1000 Punkte gezählt wurden. Die Schwankungen der modalen Sandsteinzusammensetzungen des Arbeitsgebietes Kehr sind aus Tab. 1 ersichtlich. Es wurden meist Schliffe senkrecht zur Schieferungsfläche und parallel zur Streckungslineation (X-Z-Schnitt) untersucht, und in einigen Fällen durch Schliffe senkrecht zu Schieferung und Streckungslineation kontrolliert (X-Y-Schnitt).

Tabelle 1.
Modale Zusammensetzung der Sandsteine der Rannach-Gruppe bei Kehr (in Vol.-%).

	Kehrer Schichten (n = 1)	Crinoidenschichten (n = 9)	Dolomitsandstein (n = 3)
Quarz, monokristallin	1,3	11,4–40,0	46,0–82,3
Quarz, polykristallin	—	0 – 0,4	
Kalifeldspat	3,5	0,2– 2,6	0 – 1,2
Plagioklas	1,8	0,8–11,6	0,2– 0,3
Lithische Komponenten, sedimentär	—	—	—
Lithische Komponenten, metamorph	—	—	—
Lithische Komponenten, vulkanisch	82,5	0 – 0,2	—
Fossilbruchstücke	—	0 – 2,1	—
Hellglimmer	—	0 – 0,8	—
Matrix, Zement	9,0	56,2–76,2	15,0–51,6

Die primäre Zusammensetzung der Sandsteine ist durch eine Reihe sekundärer Prozesse verändert:

- Bildung von sekundärer „Matrix“ durch Serizitisierung und Chloritisierung lithischer Komponenten bei Diagenese, schwacher Metamorphose und Deformationsprozesse durch Zufuhr von wässrigen Fluids. Dieser Effekt kann bei Überlagerung durch stärkere Verformung der Gesteine nicht mehr quantifiziert werden.
- Drucklösung und Bildung von Druckschattenhöfen. Dieser Effekt ist abhängig von der Verformungsgeometrie und Schnitteffekten. Der Volumensanteil von Druckschattenhöfen wurde in X-Z-Schnitten einiger Proben untersucht. Er beträgt 5–11 Prozent, während der Anteil im X-Y-Schnitt auf 0 Prozent zurückgeht. Auch hier kommen schnittlagenabhängig unterschiedliche Matrixgehalte zustande. So wird die Zusammensetzung von Quarzareniten der Dolomitsandsteinformation in Richtung von Quarzwacken verschoben, wenn man X-Z-Schnitte untersucht.
- Eine sekundäre Karbonatisierung u.a. von Quarz äußert sich in fleckigem Ersatz von Quarzkomponenten durch Karbonat.

Alle diese Prozesse führen bei Untersuchung von X-Z-Schnitten zu einer Erhöhung des Matrixanteiles, wobei der Effekt nicht vollständig quantitativ erfaßt werden kann. In Y-Z-Schnitten kann jedoch der Matrixgehalt durch Drucklösung an Komponenten sekundär verringert werden. In Abb. 4 sind nur Ergebnisse von exklusiv X-Z-Schnitten berücksichtigt, wobei Proben mit einem Druckschattenanteil von mehr als 5 % ausgeschlossen wurden.

Die sandigen Lagen innerhalb der Oberen Kehrer Schichten führen im wesentlichen umgelagerte vulkani-

sche Komponenten und Feldspäte. Der Matrixanteil ist relativ gering. Diese „Sandsteine“ sind nach DOTT (1964; zitiert in PETTJOHN., 1975) als lithische Grauwacken, bzw. als vulkanogene Grauwacken anzusprechen.

Die Sandsteine der Crinoidenschichten sind karbonatzementierte Quarzwacken, bzw. vorwiegend Feldspatwacken nach DOTT, tw. mit erhöhten Feldspatgehalten (vorwiegend Plagioklas, nur in wenigen Beispielen Kalifeldspat und Plagioklas zu gleichen Teilen). Dazu kommen Phyllosilikate in den tonigen Intervallen der gradierten Schichten.

Von den Sandsteinen der Dolomitsandstein-Formation wurden nur die basalen Quarzarenite untersucht. Sie sind als kieselig zementierte Quarzarenite bzw. als Quarzwacken anzusprechen.

Die Zusammensetzung der Sandsteine der Schichtglieder an der Basis der Rannachdecke läßt u.a. eine signifikante Unterscheidung zwischen Crinoidenschichten und der basalen Dolomitsandstein-Formation zu. Die wichtigsten Kriterien sind in den Tabellen 1 und 2 zusammengefaßt. Die basalen Sandsteine der Dolomitsandstein-Formation unterscheiden sich durch kieseliges Bindemittel, durch niedrigeren Feldspatgehalt, durch das signifikante Überwiegen von Kalifeldspat gegenüber Plagioklas und durch ihre fehlende Hellglimmerführung.

Die Daten sind in einem Diagrammen von DICKINSON & SUZCEK (1979) zur Diskussion dargestellt (Abb. 7), um eine geodynamische Diskriminierung auf Grund dieser Sandsteindaten herauszuarbeiten. Die Dominanz des monokristallinen Quarzes in den Sandsteinen weist prinzipiell auf ein kontinentales Milieu. Die Summe aller Sandsteine weist auf ein intrakratonisches Bildungsmilieu. Jedoch reichen die dargestellten Daten nicht aus,

Tabelle 2.
Signifikante Unterschiede in der Zusammensetzung der Sandsteine der Rannach-Gruppe.

	Obere Kehrer Schichten	Crinoiden-Schichten	Dolomitsandstein-Formation
Sandsteintypen	vulkanogene Grauwacken	Quarzwacken	Quarzarenite, Quarzwacken
Dominante Komponenten	lithisch vulkanisch	Quarz	Quarz
Wichtigste Nebenkomponten	Feldspäte	Feldspäte	Feldspäte
Feldspäte	Kalifeldspat	Plagioklas > Kalifeldspat	Kalifeldspat >> Plagioklas
Matrix und Zement	Karbonat, Chlorit, Phyllosilikate	Karbonat, Serizit	Quarz, Serizit

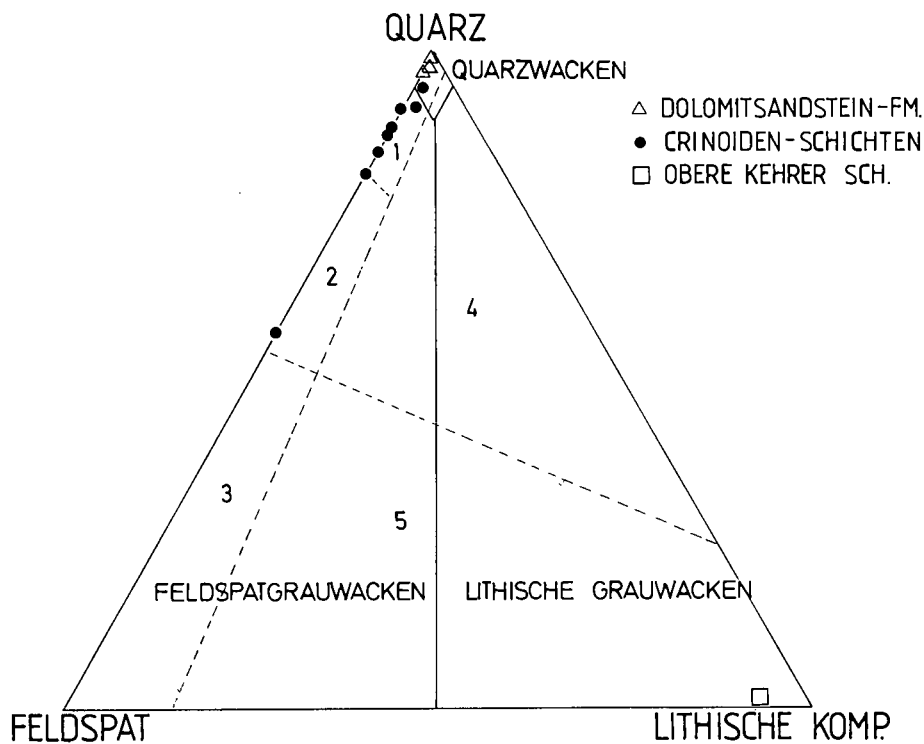


Abb. 7.
Die modale Zusammensetzung der Sandsteine der Rannach-Gruppe bei Kehr. Festausgezogene Felder nach DOTT (1964) in PETTIJOHN (1975). Strichierte Felder nach DICKINSON & SUCZEK (1979): 1 = „craton interior“; 2 = „transitional continental“; 3 = „basement uplift“; 4 = „recycled orogenic“; 5 = „arc environments“.

um ein solches mit Sicherheit zu belegen (vergl. INGER-SOLL, 1990).

Die Feldspatanteile von sind aus den unmittelbar unterlagernden Untergrund abzuleiten. Die Diabase der Unteren Kehr Schichten um Eggenfeld/Haritzgraben sowie auch die Vulkanite von Kehr führen neben Plagioklas (untergeordnet) teilweise Kalifeldspateinsprenglinge (v.a. im Gebiet Haritzgraben/Eggenfeld).

4. Interpretation des Ablagerungsraumes

Die von Pyroklastika dominierte Abfolge der Unteren Kehr Schichten wurde sicherlich in einem marinen Milieu abgelagert. Dafür spricht vor allem die Einlagerung eines pelagischen Flaserkalkes. Mehr als 98 Prozent des vulkanischen Profils werden von Tuffen eingenommen. Dies deutet auf eine distale vulkanische Fazies (im Sinne von WILLIAMS & McBIRNEY, 1979). Die Tuffe bestehen vor allem aus Lapilli. Die Komponenten sind dicht, führen kaum Einsprenglinge und Blasen, was für eine Fragmentierung durch Berührung mit Wasser, d.h. durch einen hydroklastischen Prozeß spricht (FISHER & SCHMINCKE, 1984). Die Führung verschiedener hydroklastischer Lapillitypen, auch von subvulkanischen und sedimentären Lithoklasten, zeigt ebenso wie die gute Sortierung der meisten Lapillituffe Umlagerungs- und Transportausleseprozesse an. Die aufgefundenen Aschetuffe sind noch gut laminiert und nicht bioturbat gestört, was auf rasche Sedimentation oder größere Wassertiefe unter der Sturmwellenbasis schließen läßt. Als Herkunftsgebiet der Tuffe lassen sich die östlich gelegenen Kehr Schichten im zentralen Grazer Paläozoikum annehmen, welche einen kontinuierlichen Wechsel zwischen Laven und Pyroklastika führen. Diese Profile wurden von NEUBAUER (1989) als proximale/zentrale vulkanische Fazies interpretiert.

Über die Wassertiefe der Ablagerung läßt sich schwerlich aus den vulkanischen Gesteinen etwas ab-

leiten. Die Blasen der Mandelsteine zeigen zwar an, daß der Gasdruck im ausfließenden Magma offensichtlich den Wasserdruck überschreiten konnte. Dies ist für alkalische Gesteine nicht verwunderlich, da CO₂ in solchen Gesteinen die dominierende Gasphase werden kann. Blasen kommen unter Wassertiefen von ca. 500 m kaum vor (CAS & WRIGHT, 1987).

Die auf die Vulkaniklastika folgenden Flaserkalk und anschließenden Tonschiefer zeigen geringe Sedimentationsraten, geringen klastischen Input eines ruhigen, gut durchlüfteten Ablagerungsraumes unter der Sturmwellenbasis an (FLÜGEL, 1978; FÜCHTBAUER, 1988; TUKKER, 1973). Die darauf folgenden Crinoiden-Schichten sind durch karbonatische und siliziklastische Tempestite dominiert (vergl. AIGNER, 1982). Die Bankmächtigkeiten und die maximale Korngröße nehmen gegen das Hangende zu, was für zunehmende Transportenergie, und damit flachere Meeresbereiche spricht. Dies gipfelt in den Quarzareniten der Dolomitsandsteinbasis, die mit ihrer extrem guten Sortierung, der Schrägschichtung aus einem Barrierebereich stammen dürften (FENNINGER & HOLZER 1978).

Insgesamt betrachtet findet man in der untersuchten Abfolge eine regressive Tendenz, die in einer allmählichen Auffüllung eines tieferen, pelagischen Sedimentationsraumes besteht.

5. Struktur der Rannachdecke bei Kehr

Der symmetrische Aufbau, das heißt, die symmetrische Abfolge der Schichtglieder deutet auf einen Faltenbau mit flach nordfallenden aufrechten Hangendschenkel und steil nordfallenden, überkippten Liegend-schenkel (Abb. 2,8). Demnach liegt eine überkippte, südvergente antiformale Antiklinale vor. Ein Falten-scheitel, bzw. ein Schließen der Schenkel in streichen-der Fortsetzung konnte nicht auskartiert werden, bzw. ist auch in vorhandenen Detailkarten nicht ersichtlich.

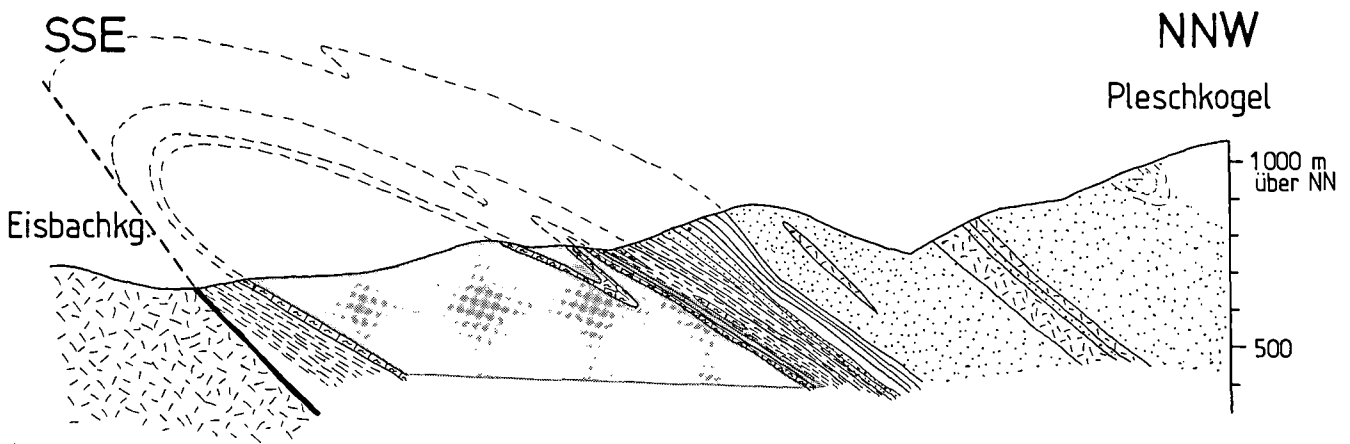


Abb. 8.
Geologisches Profil durch die Struktur der Rannachdecke bei Kehr.

Eine deutlich ausgeprägte Schieferung läßt sich in allen Gesteinstypen, ausgenommen Quarzarenite und Dolomite der Dolomitsandstein-Formation, zu erkennen. Die Intensität der Schieferung ist v.a. in den Kalkschiefern und phyllitischen Tonschiefern der Oberen Kehrer Schichten des Liegendschenkels hoch. Die Bildung der Schieferung geht auf Drucklösung von Karbonat und Quarz sowie Plättung von Komponenten, z.B. von Lapilli, Mandeln zurück. Die Längung der Komponenten ist als Streckungslinear auf der Schieferung im gesamten Gebiet einheitlich um E-W- bis WSW-ENE-orientiert (Abb. 9a). Die Dehnung längs der Streckungslineation wird auch durch das Auftreten von karbonatgefüllten Dehnungsfugen bestärkt, deren Orientierung in N-S-Richtung ebenfalls auf E-W-Dehnung hinweist (Abb. 9b,c).

An einigen Proben von Mandelsteinen und Lapillituffen wurde die dreidimensionale finite Verformung aus zwei bzw. drei orthogonalen Schnitten (Rf- Φ -Methode an Lapillituffen: LISLE, 1979; Längen-/Breiten-Verhältnisse an Mandeln: siehe RAMSAY & HUBER, 1983) bestimmt. Die Ergebnisse sind in Abb. 10 und Tab. 3 zusammengestellt. Diese Untersuchungen ergaben eine „plane strain“-Geometrie an den Mandelsteinen und eine starke Plättung in den Lapillituffen. Dabei fanden

sich initial geplättete Komponenten in den Lapillituffen, wobei die initialen Achsenverhältnisse $x:y:z$ ca. $2,5:2,4:1$ betragen. Die unterschiedliche Verformungsintensität der Mandelsteine und Lapillituffe läßt sich auf die unterschiedliche Lage innerhalb der Großfalte zurückführen. Die Lapillituffe stammen aus dem hochdeformierten Kern der südvergenten Großfalte, die Mandelsteine aus dem Hangend- und Liegendschenkel.

Tabelle 3.
Achsenverhältnisse des finiten Verformungsellipsoids von Gesteinen der Rannachdecke bei Kehr.

Probe Nr.	Achsenverhältnisse			Gesteinstyp
	X	Y	Z	
K 10	1,75	1	0,29	Lapillituff
K 21	1,35	1	0,39	Mandelstein
K 240	1,63	1	0,47	Lapillituff
K 241	1,49	1	0,70	Mandelstein
K 253	1,33	1	0,23	Lapillituff
K 256	1,3	1	0,23	Lapillituff
K 263	1,6	1	0,31	Mandelstein
K 286	1,07	1	0,56	Mandelstein

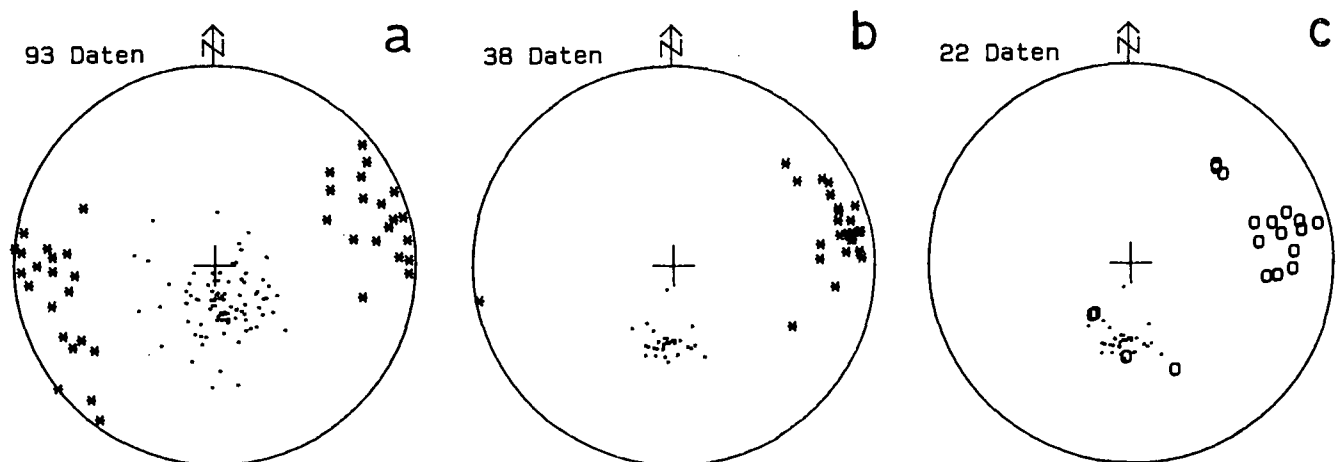


Abb. 9.
Gefügedaten in der LAMBERTSchen Projektion (SCHMIDTSches Netz).

a) Alle Schieferungsflächenpole (*) und Streckungslineationen (*).

b) Schieferungsflächenpole (*) und Streckungslineationen (*) der Crinoiden-Schichten an Straße NW Lippbauer des Hangendschenkels der Kehrer Antiklinale.

c) Crinoiden-Schichten wie b, mit Flächenpolen von karbonatgefüllten Dehnungsklüften (o).

Zahl der Daten: a und b = Zahl der Schieferungsflächenpole; c = Zahl der Dehnungsgangpole.

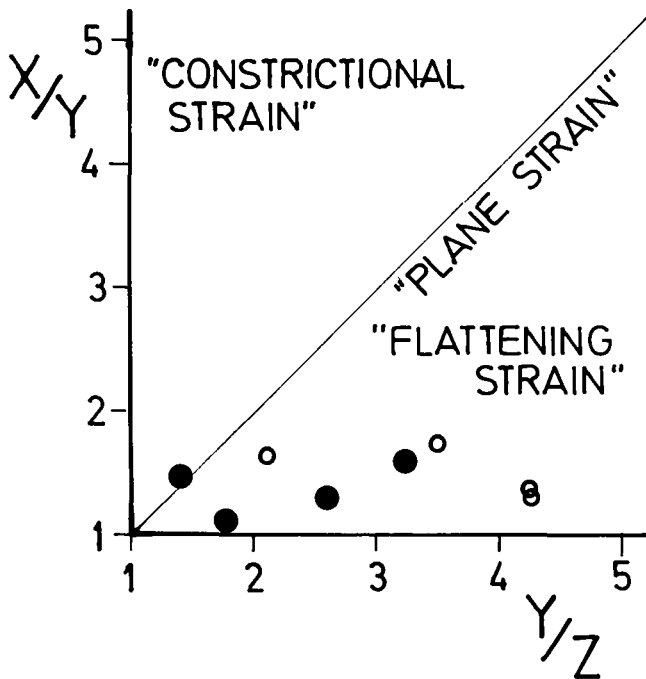


Abb. 10.
FLINN-Diagramm.
● = Mandelsteine; ○ = Lapillituffe.

Das Auftreten eines ca. orthogonalen Systems von Dehnungsfugen in Kalkbänken der Crinoiden-Schichten (Abb. 9c) weist qualitativ ebenfalls auf eine Plättungs-komponente der finiten tektonischen Verformung (vgl. RAMSAY & HUBER, 1983).

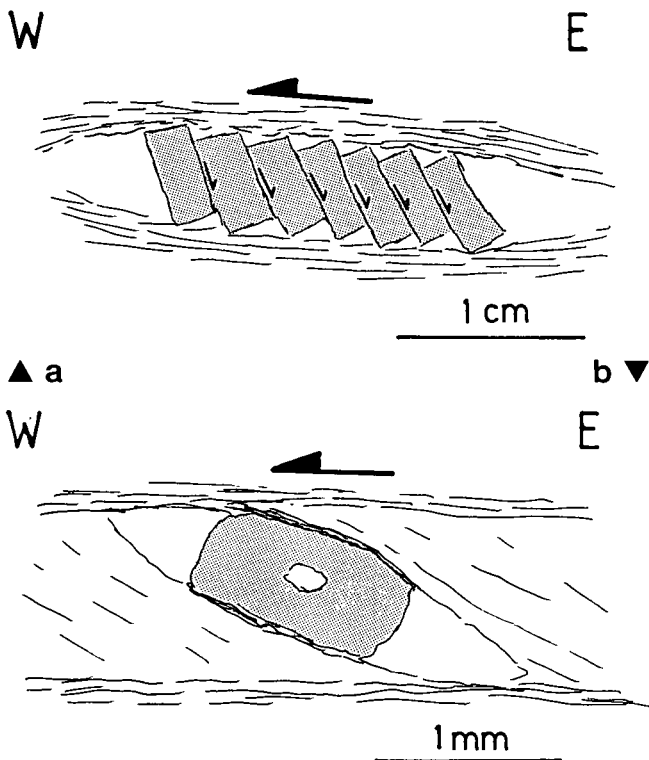


Abb. 11.
Scherkriterien aus der Struktur von Kehr.
a) Zergleiten eines Crinoidenstieles nach dem „Bookshelve“-Mechanismus.
b) Asymmetrischer Crinoidenklast.
Beide Beispiele aus den Crinoiden-Schichten nordwestlich Lippbauer, Straße Kehr - Pleschkogel (siehe Abb. 2).

Vor allem im gut aufgeschlossenen Hangendschenkel läßt sich durch zahlreiche Beobachtungen ein einheitlicher Schersinn des Hangenden gegen W ableiten.

Die wichtigsten beobachteten Scherkriterien sind:

- S-c-Gefüge (BERTHÉ et al., 1979) und Dehnungs-schieferung in Flaserkalken (Abb. 11c,d).
- Antithetische Rotation von Crinoidenstielgliedern (SIMPSON & SCHMID, 1983) in einem zusammenhängenden Crinoidenstiel (Abb. 11a).
- Der Winkel von 60 bis 90° zwischen Streckungslineation und karbonatgefüllten Dehnungsgängen (siehe Abb. 9b,c).
- Scherbänder in Tuffen der Unteren Kehrer Schichten, Flaserkalken der Oberen Kehrer Schichten und Crinoiden-Schichten.
- Asymmetrische Druckschattenhöfe um Pyrit und Crinoidenklasten (Abb. 11b).

Dieses Schieferungs- und Streckungsgefüge wird selten von SE-vergenten Kleinfalten im Dezimeterbereich überprägt, die mit einer steil W- bis NW-fallenden Achsenflächenschieferung verknüpft sind. Die Faltenformen sind als Knickfalten zu beschreiben.

6. Interpretation der strukturellen Daten

Die strukturellen Daten zeigen, daß die Schichtfolge im wesentlichen in eine südvergente, antiformale Antiklinale mit E-W-verlaufenden Faltscheitel gelegt ist. Parasitär-falten sind selten. Dabei kommt es vorwiegend im Liegendschenkel zur Abscherung und Ausdünnung der Schichtfolge. Interessant ist nun, daß die dominante Streckungslineation, wie so häufig, parallel zur Faltenachse verläuft. Schersinnkriterien sind vor allem im Hangendschenkel häufig, und zeigen einen Transport des Hangenden gegen W an. Die Transportweiten sind sicherlich nicht hoch. Die Strukturen zeigen, daß Faltung und Scherung auf einen gemeinsamen Prozeß zurückzuführen ist. Wichtigstes Argument ist, daß eine Verfaltung der Schieferungsfläche – abgesehen von seltenen Knickfalten – weder im Großbereich noch im Aufschluß nachgewiesen werden konnte.

Damit drängt sich eine Deutung der Struktur als laterales Segment einer Futteralfalte auf, wobei Schieferung und Falten durch denselben Prozeß und gleichzeitig gebildet wurden. Eine solche Futteralfalte könnte auch aus der Struktur des westlich anschließenden Gebietes abgeleitet werden (Abb. 12), wo die aufrechte Schichtfolge des Hangendschenkels gegen Süd umbiegt und, abgesehen durch neogene Erosion bedingte Überdeckung, gegen S streicht. Im Bereich westlich Stiwill ist die Extension besonders hoch und beträgt nach Messungen von Druckschattenhöfen um Pyrit aus Crinoiden-Schichten zwischen 600 und 1000 %. Insgesamt scheint sich an diesem N-S-streichenden Abschnitt unmittelbar östlich der Gosau von Kainach eine Zunahme der Verformungsintensität abzuzeichnen, was auch zur markanten Ausdünnung der Schichtfolgen im Bereich nordwestlich des Kehrer Kogels führte (siehe Abb. 12). Sichere Crinoiden-Schichten des Liegendschenkels tauchen auch gegen W nicht mehr auf. Schwarzschiefer und Kalkschiefer lassen sich am ehesten den Oberen Schichten von Kehr zuordnen. Die Dolomitsandstein-Formation des Liegendschenkels ist

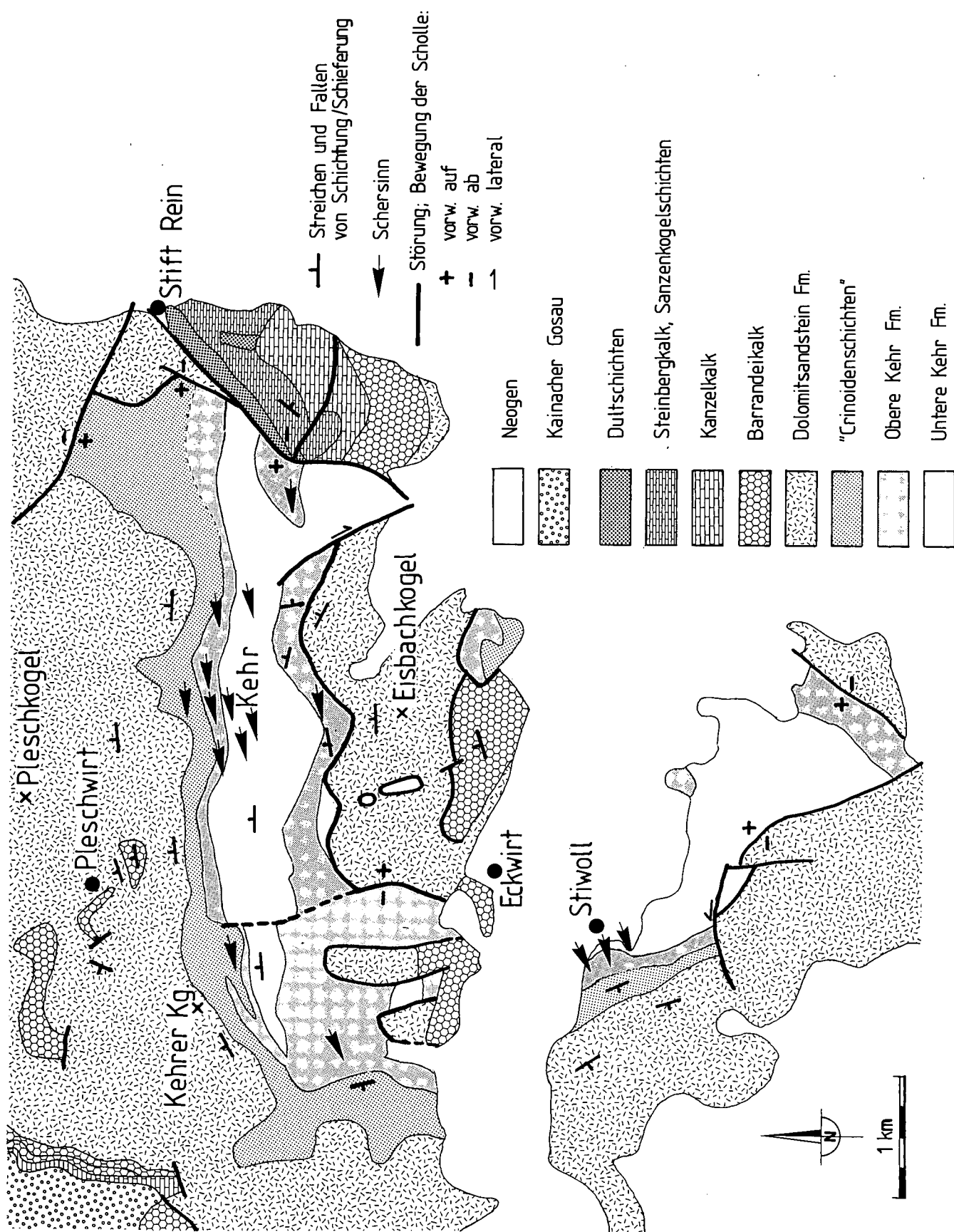


Abb. 12. Vereinfachte geologische Karte der Rannachdecker westlich von Graz, uminterpretiert nach Karten von EBNER (1983), WEBER (1990) und eigenen Beobachtungen.

durch einige Störungen durchschnitten. Nördlich Stiwooll wird die Dolomitsandstein-Formation von Barrande-Schichten unterlagert, südöstlich von Kehr von Kehr Schichten und Crinoiden-Schichten.

Der Hangendschenkel zeigt ebenfalls Anzeichen von Verfallung. Südöstlich des Pleschwirtes werden die Barrandeikalke von Dolomitsandstein-Formation überlagert. Damit liegt es nahe, hier eine südvergente Synklinale zu postulieren.

Der Faltenbau wird von einem Störungssystem überlagert. Eine größere NE-SW-streichende, SE-abschiebende Abschiebung läßt sich von Stift Rein gegen SW verfolgen und dürfte in einer ähnlich streichenden Abschiebung ca. 2 km südöstlich von Stiwooll ihre Fortsetzung finden. Eine andere N-S-streichende, W-abschiebende Abschiebung ist nördlich Eckwirt zu erkennen. Beide Störungen zusammen ergeben einen herausgehobenen Horst, der durch ca. WNW-ESE-Dehnung zustande gekommen ist.

7. Diskussion

Die Unteren Kehr Schichten beinhalten die Ablagerungen eines Vulkanbaues, der in der Rannachdecke des Grazer Paläozoikums weit verbreitet ist. Das genaue Alter ist noch unklar, jedoch sprechen alle Daten dafür, daß dieser Vulkanismus im höchsten Ludlow oder im Pridoli sein Ende fand. Ungefähr zeitgleicher, silurischer Vulkanismus ist v.a. auch in der Laufnitzdorf-Gruppe vorhanden (GOLLNER & ZIER, 1985; GOLLNER et al., 1982; TSCHELAUT, 1984a). Eine vorläufige Auswertung geochemischer Daten von den Laven vom Haritzgraben/Eggenfeld spricht für einen mild alkalischen Vulkanismus in den Unteren Kehr Schichten (FRITZ & NEUBAUER, 1988). Dafür spricht auch das Auftreten von Keratophyrkomponenten, wie sie in dieser Studie beschrieben werden.

Die Schichtfolge von Kehr unterscheidet sich signifikant von der Schichtfolge im Eggenfeld/Haritzgraben (EBNER, 1976; NEUBAUER 1989) wie auch von der des Plabutsch-Florianikogelzuges (SCHÄFER, 1937; POLTNG, 1984). Dies pointiert die Faziesdifferenzierung an der Basis der Rannachgruppe, die von FRITZ & NEUBAUER (1988) und NEUBAUER (1989) gezeigt wurde. Klar erkennbar ist dies gegenüber dem Gebiet Haritzgraben/Eggenfeld, wo man eine zentrale vulkanische Fazies (im Sinne von WILLIAMS & McBIRNEY, 1979) mit Laven und Vulkaniklastika nachweisen kann. Blasenreiche Tuffe in den hangendsten Partien der Schichtfolge in Eggenfeld weisen auf subärische Fragmentierung der vulkanischen Komponenten. Ebenso zeigen dazwischengeschaltete grobkörnige Fossilschuttdolomite einen flachen, hochenergetischen Ablagerungsraum an. Dieser Fossilschuttdolomit könnte mit dem tieferen Flaserkalkhorizont in Kehr korreliert werden. Demgegenüber ist der Ablagerungsraum in Kehr tiefer und dominiert von umgelagerten Tuffen. Diese Tuffe könnten von einer Hochzone, wie sie durch den Bereich Eggenfeld/Haritzgraben repräsentiert werden, abgeleitet werden. Insgesamt handelt es damit einen zusammengesetzten marinen Vulkan. Die in den Lapillituffen vorkommenden Sedimente können durchaus an den Flanken des Vulkans abgelagert worden sein, und zusammen mit den Lapillituffen in tiefere Meeresbereiche umgelagert worden sein.

Der folgende Ablagerungszyklus zeigt zunächst Sedimentation pelagischer Karbonate an einer gutdurchlüfteten marinen Schwelle. Im Folgenden wird der Einfluß siliziklastischer Sedimentation dominant. Der hohe Quarzgehalt, die Führung von Hellglimmern der Sandsteine zeigen ein kontinentales, metamorphes Liefergebiet an. Alle Argumente sprechen damit für einen kontinentalen Untergrund, auf dem dieser Vulkanbau aufgebaut wurde.

Die Struktur schließt sich gut an die der Rannachdecke im NE und E an. Charakteristisch für das untersuchte Gebiet ist die Großfaltenstruktur einer E-W-orientierten, S-vergenten Antiklinale, wie sie auch aus anderen Bereichen des Grazer Paläozoikums bekannt ist (vergl. FLÜGEL, 1975; TSCHELAUT, 1984b). Generell besteht noch Unklarheit über die Ursache dieses Phänomens. Andererseits finden sich auch die Strukturen W-gerichteter Schertektonik, die auf den Transport der Rannachdecke über die tieferen Einheiten des Grazer Paläozoikums zurückgeht. Dies steht in Übereinstimmung mit Beobachtungen von BROSCHE (1985), FRITZ (1986, 1988) und FRITZ et al. (im Druck) in anderen Teilen des Grazer Paläozoikums. Die Verformungsanalysen zeigen ebenfalls, daß einfache Scherung das dominante Verformungsregime darstellt. Das Alter des Deckenbaues ist wegen der transgressive Überdeckung durch Kainacher Gosau und wegen der Datierung der Deformation durch FRITZ (1988) als altpaläidisch (ca. 130–120 Ma) festgelegt. Die Störungstektonik dürfte als gosauisch angesehen werden. Zwei Gründe sprechen dafür: Einerseits die vergleichbare Kinematik einer Ost-West-Dehnung, die zur Bildung des unmittelbar westlich des Arbeitsgebietes gelegenen Gosaubekens geführt hat, andererseits scheint das Jungtertiär durch diese Störungen nicht betroffen worden zu sein.

Dank

Die Bearbeitung dieses Gebietes wurde 1985 im Rahmen eines Projektes meines verstorbenen Kollegen und Freundes Hannes GOLLNER auf Anregung von Prof. Helmut FLÜGEL durchgeführt. Die Arbeit wurde durch den Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt 5506) gefördert.

Literatur

- AIGNER, T.: Calcareous tempestites: Storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestone (Middle Trias, SW-Germany). – In EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.): *Cyclic and Event Stratification*; 180–198, Berlin (Springer) 1982.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P.: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. – *J. Struct. Geol.*, 1, 31–42, Oxford 1979.
- BROSCHE, F.J.: Kleintektonische Beobachtungen aus dem Plabutsch-Sondierstollen (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, 127, 525–549, Wien 1985.
- BUCHROITHNER, M.F.: Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 108, 77–93, Graz 1978.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V.: *Volcanic successions modern and ancient*. – 528 S., London (Allen & Unwin) 1987.

- DICKINSON, W.R. & SUZCEK, C.A.: Plate tectonics and sandstone compositions. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **63**, 2164–2182, Tulsa 1979.
- EBNER, F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Geol. Paläont. Technik Bergbau Landesmus. Joanneum, **37**, 275–305, Graz 1976.
- EBNER, F.: Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturraumpotentialkarte "Mittleres Murtal". – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 99–131, 2 Karten, Wien 1983.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies – Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum) im Raume St. Pankrazen – Großtübting. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **109**, 85–95, Graz 1979.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **41**, 45–65, Graz 1980.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont Color Alteration – An index to organic metamorphism. – U.S. Surv. Prof. Pap., **995**, 27 S., 1977.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. Geol. Ges., **69** (1976), 106–162, Wien 1978.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U.: Pyroclastic rocks. – 472 S., Berlin (Springer) 1984.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden an Kalken. – 454 S., Berlin (Springer) 1978.
- FLÜGEL, H.: Das tektonische Gefüge von Kehr bei Rein. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **45** (1952), 147–163, Wien 1954.
- FLÜGEL, H.W.: Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – Prager Arbeitstagung Stratigraphie Silur & Devon (1958), 115–61, Praha 1960.
- FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Technik Landesmus Joanneum, Sdh. 1, 288 S., Graz 1975.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., 1 geol. Karte, Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P.: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. geol. Ges. Wien, **63**, 142–148, Wien 1971.
- FRITZ, H.: Zur Geologie des nordwestlichen Grazer Paläozoikums (im Bereich Schartnerkogel – Parmaseggkogel). – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 209 S., Graz 1986.
- FRITZ, H.: Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – Geodynamica Acta, **2/2**, 53–62, Paris 1988.
- FRITZ, H.: Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., (in Vorb.)
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Geodynamic aspects of the Silurian/early Devonian sedimentation of the Paleozoic of Graz. – Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., **68**, 359–367, Zürich 1988.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L.: Compression versus extension in the Paleozoic of Graz. – Zentralbl. Geol. Paläont. Teil 1, Allgem., Angew. Reg. Geol., (zum Druck übersandt).
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine. – 4. Aufl., 731–778, Stuttgart (Schweizerbart) 1988.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Chr.: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 63–73, Graz 1982.
- GOLLNER, H. & ZIER, Chr.: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **128**, 43–73, Wien 1985.
- HEINISCH, H.: Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone - Ostalpen. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 407–418, Zürich 1988.
- INGERSOLL, R.V.: Actualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks. – Geology, **18**, 733–736, Boulder 1990.
- KNEBEL, R.: Profil der Antiklinale von Kher. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **1939**, 113–114, Wien 1939.
- LISLE, R.J.: Strain analysis using deformed pebbles: the influence of initial pebble shape. – Tectonophysics, **60**, 263–277, Amsterdam 1979.
- LOESCHKE, J.: Lower Paleozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., **78**, 599–616, Stuttgart 1989.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sediment-Untersuchung. – 303 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1964.
- NEUBAUER, F.: Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 459–474, Wien 1989.
- NEUBAUER, F., GOLLNER, H. & SCHALK, L.: Volcanism-controlled sedimentation – the Silurian and early Devonian facies distribution in the Rannach facies, Paleozoic of Graz, Austria. – IGCP Project No. 5: Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Mountain Belts, Final Meeting, Sardinia, May 25–31, 1986, Abstracts., 59–60, Cagliari 1986.
- PETTJOHN, F.J.: Sedimentary Rocks. – Third Ed., 628 S., New York (Harper) 1975.
- PLADOWSKI, G.: Die Brachiopoden des Silur/Devon-Grenzprofils von Eggenfeld (Grazer Paläozoikum). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **37**, 276–323, Graz 1976.
- POLTNIG, W.: I. Beitrag zur Geologie westlich Gösting bei Graz. – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 106 S., Graz 1984.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.: The techniques of modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis. – 307 S., London (Academic Press) 1983.
- SCHÄFER, A.: Geologische Karte des Buchkogel-Florianibergzuges bei Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **74**, 133–143, Graz 1937.
- SCHALK, E.: Geologische Untersuchungen an silurischen Lapidituffen der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Unveröff. Hausarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 68 S., Graz 1985.
- SCHMID, R.: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematics of Igneous Rocks. – Geology, **9**, 41–43, Boulder 1981.
- SCHMINCKE, H.-U.: Pyroklastische Gesteine. – In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) Sedimente und Sedimentgesteine; 4. Aufl., 731–778, Stuttgart (Schweizerbart) 1988.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M.: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement of sheared rocks. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1281–1288, Boulder 1983.
- TSCHELAUT, W.: Das Paläozoikum zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, 133–161, Graz 1984(a).
- TSCHELAUT, W.: Die „Frohnleitner Falte“ (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 507–511, Wien 1984(b).
- TUCKER, M.E.: Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**, 320–350, Stuttgart 1973.

WEBER, L.: Die Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikums und ihr geologischer Rahmen. – Archiv Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., **12**, 1–289, Wien 1990.
WILLIAMS, H. & MCBIRNEY, A.: Volcanology. – 391 S., San Francisco (Freeman, Cooper & Co.) 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 28. Dezember 1990.

Geochemistry and Primary Tectonic Environment of the Amphibolites from the Český Krumlov Varied Group (Bohemian Massif, Moldanubicum)

With 14 Figures and 3 Tables

By FRANTIŠEK PATOČKA*)

*ČSFR
Bohemian Massif
Moldanubicum
Amphibolites
Major Element Analyses
Trace Element Analyses
REE Abundances
Paleotectonic Implications*

Contents

Zusammenfassung	117
Abstract	117
1. Introduction and Geological Setting	118
2. Petrography	119
3. Analytical Methods	120
4. Geochemistry	120
4.1. Major Elements	120
4.2. Trace Elements	122
5. Discussion	124
5.1. Secondary Changes in the Chemical Composition of Rocks	124
5.2. Metamorphic Development and Magmatic Affinities	127
5.3. Paleotectonic Implications	130
6. Conclusions	131
References	131

Geochemie und primäres tektonisches Umfeld der Amphibolite der Bunten Serie von Český Krumlov (Böhmische Masse, Moldanubikum).

Zusammenfassung

Der kristalline Komplex der Bunten Serie von Český Krumlov tritt im Südteil des Moldanubikums des Böhmischen Massivs auf. In diesem Komplex kommen zahlreiche Amphibolite von primär magmatischer Herkunft vor. Diese Gesteine haben zumindest eine tiefere Metamorphose, wahrscheinlich in Eklogitfazies, noch vor der amphibolitfaziellen Metamorphose durchlaufen. Das Ausgangsgestein der Amphibolite könnte im unteren Paläozoikum entstanden sein. Nach den Gehalten an Haupt- und Spurenelementen zeigen die Amphibolite der bunten Serie die Geochemie von tholeiitischen Basalten und Basalten, die einen Übergang zu alkalischen Typen von ozeanischen Inseln und Ozeanböden bilden. Hypothetisch kann man die Bunte Serie von Český Krumlov als Relikt eines tektonisch fragmentierten Akkretionsprismas interpretieren.

Abstract

The crystalline sequence of the Český Krumlov Varied Group is exposed in the southern part of the Bohemian Massif (Moldanubicum). Amphibolites of primary magmatic origin are abundant within the sequence. The mafic meta-igneous rocks underwent at least one single high-grade metamorphism (presumably of eclogite facies) before the amphibolite facies event took place. The amphibolite protolith could be formed during the Lower Paleozoic. According to major and trace element content the Varied Group amphibolites show a geochemistry of tholeiitic basalts and transition to alkaline ocean-island and ocean-floor basalts. A tentative interpretation, regarding the Český Krumlov Varied Group as a relic of a dismembered accretionary wedge, is suggested.

*) Author's address: Dr. FRANTIŠEK PATOČKA, Geological Institute, Czechoslovak Academy of Science, Rozvojová 135, ČSFR-16500 Praha 6 – Suchbátka, Czechoslovakia.

1. Introduction and Geological Setting

The Český Krumlov Varied Group is a prototype of the "varied" units of the Moldanubian complex, representing both the major crystalline core of the Bohemian Massif and the easternmost segment of the Moldanubian Zone within the European Hercynides. These "varied" units – approximately equivalent in age – are regarded as the upper stratigraphic member of the Moldanubian sequence (ZOUBEK et al., 1988).

The Český Krumlov Varied Group forms a narrow belt running in an SW-NE direction from the vicinity of Horní Planá town (48°43' N lat; 14°07' E long) across the Černá and Český Krumlov region, the Rudolfov horst, below the Meso- and Cenozoic sediments of the

Třeboň basin into the area of Kardašova Řečice town (49°12' N lat; 14°54' E long); to the NE from Český Krumlov it is interrupted by the Blanský Les granulite body. The length of the belt is about 80 km, its width varies widely between 4 and 20 km. The real thickness of the Český Krumlov Varied Group is estimated to be from 500 to 1,300 m (KODYM Jr., 1966; RAJLICH et al., 1986 etc.).

The principal rocks of the Český Krumlov Varied Group are several types of plagioclase-biotite paragneisses – originally greywacke to pelitic shales (SUK, 1974); turbidite character of the shale sedimentation was identified there by KADOUNOVÁ (1987). According to paragneiss geochemistry, their sedimentary precursors were derived from progressive differentiated calc-alkaline igneous rocks and took origin in an active plate-

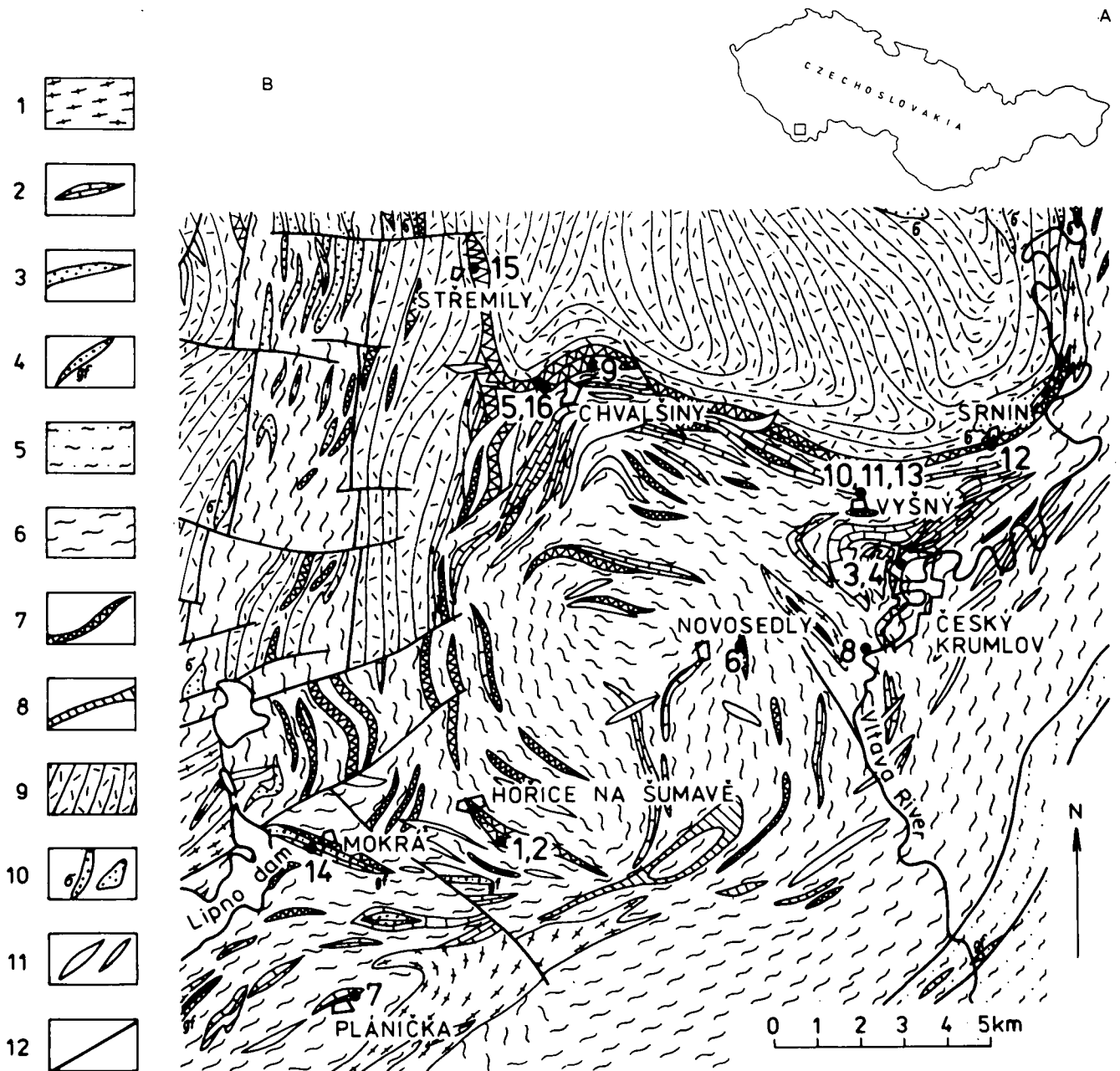


Fig. 1.

A) Geographic position of the Český Krumlov Varied Group, Czechoslovakia.

B) Simplified geologic map of the studied area based on the map after FIALA & LOSERT (1980):

1 = biotite orthogneisses to migmatites; 2 = marbles; 3 = quartzites and quartzitic paragneisses; 4 = graphitic rocks; 5 = two-mica paragneisses; 6 = plagioclase-biotite paragneisses; 7 = amphibolites; 8 = calc-silicate rocks; 9 = granulites; 10 = serpentinites; 11 = Hercynian intermediate to acid dykes; 12 = faults.

margin environment (PATOČKA, in print). The "varied" interlayers of sedimentary parentage are represented by quartzitic paragneisses, quartzites, calc-silicate rocks, marbles, graphitic gneisses and graphitic quartzites (HEGENBARTH, 1936; KODYM Jr., 1966; DUDEK, 1983). The layers and lenses of calcitic marbles, exceeding 300 m in thickness in the Český Krumlov area, thin out towards the NE and some of them disappear (ZOUBEK et al., 1988). JENČEK & VAJNER (1968) recognized the reef character of primary limestones. As the marble layers grade upwards into psammitic beds, ZOUBEK (1953) spoke about regressive type of carbonate sedimentation.

The frequent layers of amphibolites and hornblende gneisses – from several m to several tens of m thick – are of volcanogenic origin (KODYM Jr., 1966; SUK, 1971; DUDEK, 1983) (Fig. 1). The synsedimentary bodies as well as intrusions are presumed to be primeval forms of these metavolcanics (HEGENBARTH, 1936; RAJLICH et al., 1986).

FIALA et al. (1982), considering the association of basic metavolcanics with metapelites and marbles, concluded that the Český Krumlov Varied Group sedimented in an environment of volcanic islands. On the basis of the Nd-whole rock model ages KRÖNER et al. (1988) suggested an Archean to Mid-Proterozoic source terrain for the Moldanubian metasediment precursors. Nevertheless, the progressively differentiated trace element composition of the Český Krumlov Varied Group plagioclase-biotite paragneisses does not indicate a significant contribution of recycled Archean material (PATOČKA, in print).

The pre-metamorphic age of the Český Krumlov Varied Group is still disputed. Exclusively Precambrian age of its primary origin is advocated by KODYM Jr. (1966), CHALOUPSKÝ (1977), ZOUBEK (1979) etc. On the other hand, some recent finds of possibly Lower Paleozoic microfossils (ANDRUSOV & ČORNÁ, 1976; KONZALOVÁ, 1980; PACLTOVÁ, 1984) seem to support the concept of SUESS (1926), regarding the Lower Paleozoic as a time of the Varied Group sedimentation. However, the oldest known meta-igneous rock of the Bohemian Massif was discovered in the vicinity of Český Krumlov town – an orthogneiss exposed in small tectonic lenses within the metasediments; the bulk size zircon fraction analysis yielded magmatic crystallization age of the orthogneiss protolith equal to $2,048 \pm 12$ Ma (WENDT et al., 1988).

Český Krumlov Varied Group was repeatedly intricately deformed. At least two generations of folds can be distinguished there. The older folds have directions NW–SE to N–S, the younger ones are oriented NE–SW (DUDEK, 1983). According to opinion of RAJLICH et al. (1986), the Varied Group deformation is related to the NW–SE thrusting of large crustal masses during the Hercynian orogeny. Three deformation phases affecting this unit were inferred from the detailed structural analysis performed by the authors mentioned. The structural development started with isoclinal folds formation; at the end of the initial stage, these folds were strongly flattened and boudinage developed in the competent rocks. The second phase of deformation is characterized by various style folds formed around rigid inclusions. The youngest phase produced spectacular boudinage and folding of the vertically oriented planes.

During the polyphase deformation the Český Krumlov Varied Group rocks were metamorphosed into the garnet-amphibolite facies; migmatization and aplite injections occurred through the metamorphism. Metamorphic grade is growing towards the Blanský Les granulite body (e. g. ZOUBEK et al., 1988). The metamorphism temperature, ranging from 400°C to 600°C, was determined by means of an isotopic graphite-carbonate thermometer (ČIŽEK et al., 1984). Geochronological studies on zircons from the rocks of the Moldanubian crystalline sequences defined the age of the metamorphic event to 345 ± 5 Ma (VAN BREEMEN et al., 1982) and between 367 and 347 Ma (KRÖNER et al., 1988).

2. Petrography

The Český Krumlov Varied Group amphibolites are dark, almost black, medium- to coarse-grained rocks. Some amphibolites are strongly foliated and sometimes they show a linear fabric too; on the other hand, some of these metamorphics lack the foliation completely. However, between both extremes a continuous sequence of transitional structural types can be established. The amphibolites were classified into following petrographic types:

- 1) Banded variety of amphibolite s. s.: This rock type, displaying somewhat indistinct alternating bands of dark and light material, comprises 60–70 % green hornblende, 20–30 % andesine to labradorite plagioclase, 5 % K-feldspar and 5 % quartz. Accessory minerals include sphene, pyrite, pyrrhotite and carbonates. The lighter bands, i. e. bands relatively poorer in hornblende, are much thinner compared with the dark ones. The former are up to several mm thick only, the latter have thickness of 2–3 cm usually.
- 2) Massive variety of amphibolite s. s.: These metamorphics consist of green to brown-green hornblende (50–70 %), andesine plagioclase (25–40 %), K-feldspar and quartz (both minerals up to 5 %). Usual accessories are biotite, garnet, sphene, pyrite and pyrrhotite.
- 3) Biotite amphibolite: It is composed by 50 % of green to brown-green hornblende, 40 % of plagioclase (andesine), 5 % of K-feldspar, 5 % of chloritized biotite (forming local accumulations) and 1–2 % of quartz. Accessories are pyrite, pyrrhotite and ilmenite.
- 4) Garnet amphibolite variety poor in garnet poikiloblasts: The predominant constituents are green-brown to brown hornblende (60–70 %), andesine to labradorite plagioclase (20 %) quartz (up to 10 %), K-feldspar (up to 5 %) and garnet (about 3 %). Garnet poikiloblasts, having 3 mm in diameter at most, are relatively rare. Small subhedral to euhedral crystalloblasts of plagioclase, hornblende and occasional sphene are scattered within the garnet; similarly shaped grains of these minerals surround the poikiloblasts. Accessory minerals include biotite, sphene, zircon, pyrite, pyrrhotite, apatite and carbonates.
- 5) Garnet amphibolite variety rich in garnet poikiloblasts: This amphibolite type comprises 40–60% green-brown to brown hornblende, 30–45% plagioclase-andesine to labradorite, up to

10% quartz, 5% K-feldspar and 5–12% garnet. Usual accessories are ilmenite, sphene, zircon, pyrite, pyrrhotite and apatite. The poikiloblasts of garnet (with diameter 2–5 mm) contain numerous inclusions – idioblastic to hypidioblastic plagioclase and hornblende are the most common ones, subordinate inclusions are K-feldspar, quartz, sphene, ilmenite and pyrrhotite. All garnets are surrounded by rims, composed of small crystalloblasts corresponding to the inclusions, up to one half of the poikiloblast diameter thick. Large spheric accumulations of small crystalloblasts of the minerals mentioned above, enclosing garnet remnants, can be found in some samples.

- 6) **Pyroxene amphibolite:** The principal minerals are green-brown to brown hornblende (50%), labradorite to bytownite plagioclase (30–35%), colourless diopside (up to 20%) and quartz (5–10%). Accessories include fairly abundant sphene (max. 5% locally), ilmenite, zircon and pyrrhotite. Diablastic textures – consisting of intricately intergrown pyroxene, hornblende and plagioclase – are quite common in this particular amphibolite type.
- 7) **Eclogitic amphibolite:** The last amphibolite type comprises 20–50% brown hornblende, 30% garnet, 10% grey to colourless diopside and 10% plagioclase (labradorite). Accessory minerals are ilmenite, zircon, pyrite and pyrrhotite. Garnet is present in a form of large poikiloblasts having 3 to 6 mm in diameter; these are penetrated by numerous inclusions of plagioclase, hornblende and pyroxene. The garnet poikiloblasts are surrounded by diablastic intergrowths analogous to those developed in the pyroxene amphibolites.

3. Analytical methods

The samples of the Český Krumlov Varied Group amphibolites, taken with the aim to cover the region between the southern border of the Blanský Les granulite body and the Lipno dam (Fig. 1), were analyzed for major and trace element abundances (Tables 1 and 2). Major element concentrations were determined in the laboratories of the Geological Survey, Prague (analysts M. HUKA and co-workers) using wet chemical analysis. Trace element abundances were established by X-ray fluorescence analysis in the Unigeo laboratories in Brno (analysts M. JANÁČKOVÁ and co-workers). Analyses of rare earth elements were done by neutron activation in the Central laboratories of the Geoindustria, Prague (analysts J. MOUČKA and co-workers).

4. Geochemistry

4.1. Major elements

On the basis of the volatile-free silica contents the Český Krumlov Varied Group amphibolites correspond to basic and ultrabasic igneous rocks; the basic rocks, characterized by fairly narrow range of the SiO₂ content – 48 to 52 wt.-%, absolutely prevail (Fig. 2). In the SiO₂ vs. Na₂O + K₂O diagram the amphibolites (except the eclogitic type) fall on the subalkaline side of the dividing line, defined by IRVINE & BARAGAR (1971) –

Table 1. Major element composition of the amphibolites from the Český Krumlov Varied Group. 1–6 = amphibolites s.s.; 7 = biotite amphibolite; 8 and 9 = garnet amphibolites poor in garnet poikiloblasts; 10–13 = garnet amphibolites rich in garnet poikiloblasts; 14–15 = pyroxene amphibolites; 16 = eclogitic amphibolite.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	47.64	48.28	47.79	45.19	49.77	47.61	50.81	46.89	48.14	50.95	46.86	46.95	48.48	48.41	43.16	41.55
TiO ₂	1.21	1.20	1.81	1.60	1.61	2.83	1.32	3.69	2.29	2.82	2.84	3.51	2.92	2.42	2.04	3.40
Al ₂ O ₃	15.52	15.38	13.59	14.62	14.04	13.79	14.18	14.03	13.92	12.60	12.67	12.84	13.55	14.55	13.36	11.70
Fe ₂ O ₃	2.56	2.64	1.10	1.55	2.50	2.14	1.78	1.96	2.64	8.08	1.89	3.38	2.14	1.79	5.20	2.82
FeO	7.79	7.86	9.54	9.08	11.02	12.02	11.20	13.41	10.82	12.62	12.61	12.70	13.63	8.88	12.58	16.65
MnO	0.16	0.19	0.16	0.14	0.17	0.20	0.21	0.22	0.18	0.22	0.21	0.20	0.21	0.18	0.24	0.30
MgO	9.34	7.85	6.34	7.11	6.38	5.89	7.11	5.72	6.11	4.77	4.69	5.26	5.26	6.34	7.61	5.69
CaO	11.20	11.34	12.15	11.87	9.58	10.00	10.47	9.49	9.70	9.00	8.79	9.49	7.98	12.20	11.70	14.41
Na ₂ O	2.61	2.82	2.71	2.68	2.29	2.55	0.94	0.91	2.28	2.43	3.00	2.39	3.35	2.21	1.59	1.01
K ₂ O	0.40	0.36	0.50	0.70	0.48	0.64	0.34	0.93	1.00	0.72	1.08	0.76	0.73	0.55	0.19	0.83
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.16	0.12	0.14	0.24	0.10	0.41	0.24	0.25	0.25	0.35	0.24	0.24	0.19	0.33
CO ₂	0.04	0.06	1.05	2.00	0.03	0.02	0.10	0.05	0.02	0.08	0.09	0.07	0.17	0.02	0.02	0.04
H ₂ O*	1.77	1.63	2.12	2.60	1.78	1.78	1.78	2.28	2.19	1.57	1.51	1.76	1.64	2.00	1.88	1.46
H ₂ O*	0.09	0.10	0.20	0.17	0.11	0.15	0.15	0.06	0.30	0.08	0.06	0.14	0.09	0.14	0.25	0.12
total	100.44	99.82	99.22	99.51	99.80	99.85	100.49	100.05	99.83	100.19	99.55	99.82	100.39	99.70	100.01	100.31
K ₂ O/Na ₂ O	0.15	0.13	0.19	0.26	0.21	0.25	0.36	1.02	0.44	0.30	0.36	0.32	0.22	0.23	0.12	0.82
FeO*/MgO	1.08	1.30	1.62	3.00	2.08	2.37	1.80	2.65	2.16	3.03	3.05	3.00	2.96	1.66	2.27	3.37

Table 2.
 Minor element composition of the amphiboles from the Český Krumlov Varied Group.
 1-6 = amphibolites s.s.; 7 = biotite amphibolite; 8 and 9 = garnet amphibolites poor in garnet poikiloblasts; 10-13 = garnet amphibolites rich in garnet poikiloblasts; 14-15 = pyroxene amphibolites; 16 = eclogitic amphibolite.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Sr	133.00	137.00	194.00	210.00	229.00	222.00	72.00	173.00	203.00	219.00	204.00	247.00	230.00	292.00	75.00	87.00
Rb	-	-	11.00	20.00	8.00	10.00	11.00	32.00	12.00	21.00	22.00	-	32.00	8.00	-	12.00
Th	-	-	2.53	3.03	1.84	2.11	1.70	2.26	2.03	2.55	3.07	2.16	2.59	1.93	-	3.27
Ta	-	1.23	-	-	-	-	2.01	3.37	1.49	2.21	-	-	-	-	1.77	-
Nb	-	-	-	12.00	-	17.00	-	22.00	18.00	-	-	27.00	-	17.00	8.00	17.00
Zr	47.00	43.00	110.00	97.00	69.00	147.00	39.00	171.00	151.00	216.00	213.00	233.00	202.00	140.00	77.00	207.00
Hf	2.31	2.21	5.35	1.30	5.54	3.50	6.06	9.31	4.43	-	3.16	6.99	7.51	4.30	-	16.80
Sc	32.80	32.50	41.60	37.30	36.20	33.30	34.70	34.70	24.60	32.80	33.70	35.80	40.00	39.00	50.00	39.70
Cr	434.00	353.00	142.00	141.00	85.00	60.00	273.00	127.00	126.00	57.00	58.00	78.00	60.00	200.00	139.00	87.00
Ni	230.00	193.00	48.00	50.00	66.00	41.00	122.00	40.00	77.00	22.00	26.00	52.00	25.00	72.00	93.00	64.00
La	1.73	1.27	4.73	3.67	10.40	13.80	5.90	16.00	12.40	11.90	11.60	16.20	12.70	24.00	7.53	13.50
Ce	16.30	13.00	25.40	26.30	35.50	32.70	32.50	58.00	50.80	45.30	40.70	54.90	45.20	51.70	41.50	54.80
Sm	2.28	1.97	3.44	2.74	3.18	4.38	2.64	5.61	4.43	5.40	5.35	5.64	5.60	4.30	3.95	6.65
Eu	1.01	0.56	1.38	0.90	1.37	1.64	0.88	2.27	1.63	1.34	1.74	2.43	1.46	2.22	1.04	1.64
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1.23	1.24	1.34	2.20	<1	<1	1.18
Yb	2.59	1.77	2.34	2.03	2.17	1.57	2.83	2.36	2.17	4.68	4.71	4.36	5.16	1.55	3.11	3.87
Lu	0.42	0.38	0.45	0.43	0.59	0.71	0.80	0.62	0.33	0.62	0.90	0.67	0.89	0.39	1.09	1.02
Y	22.00	22.00	32.00	24.00	18.00	30.00	22.00	28.00	28.00	47.00	50.00	40.00	52.00	19.00	33.00	52.00
ΣREE	23.32	18.39	36.36	35.17	51.84	53.16	44.22	82.59	70.13	67.90	63.36	81.77	69.55	81.94	57.18	79.82
Ce/Yb	6.29	7.34	10.85	12.96	16.36	20.83	13.66	24.58	23.41	9.68	8.64	12.59	8.76	33.35	13.34	14.16
Eu/Eu*	1.18	0.78	1.14	0.93	1.22	1.11	0.92	1.19	1.08	0.70	0.90	1.21	0.72	1.45	0.74	0.17

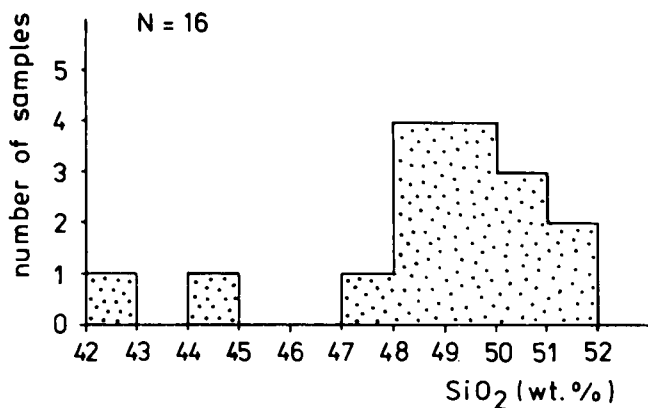


Fig. 2. Distribution of the volatile free SiO_2 content in the Český Krumlov Varied Group amphibolites.

nevertheless, some of them approach the alkaline field closely (Fig. 3). In the diagram, adapted by LE BAS et al. (1986), the amphibolites occupy fields of basalts s. s., and picritic basalts.

The amphibolite specimens mostly have the concentrations of Na_2O either equal to or higher than 2.21 wt.-%; however, four of the rock samples are distinguished by remarkably low Na_2O content – below 1.60 wt.-%. Two of the Na-poor amphibolites show abnormally high $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ values – 0.82 and 1.02, while the vast majority of the studied rocks display the alkali oxide ratio much lower than 0.36 (Table 1).

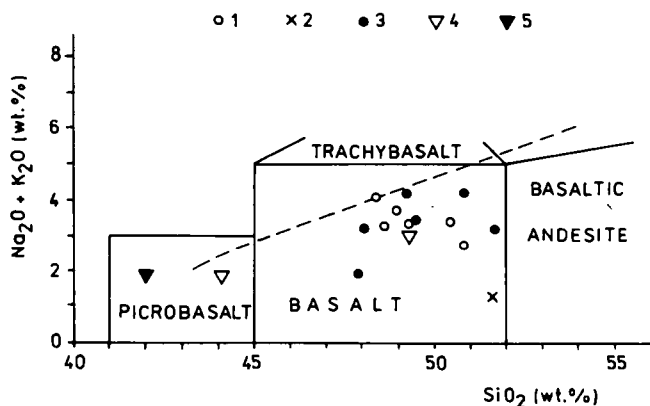


Fig. 3. Alkali-silica diagram of the amphibolites from the Český Krumlov Varied Group.

1 = amphibolites s. s.; 2 = biotite amphibolite; 3 = garnet amphibolites; 4 = pyroxene amphibolites; 5 = eclogitic amphibolite. Dashed line divides the fields of alkaline and subalkaline rocks (IRVINE & BARAGAR, 1971); full lines mark the fields of common volcanic rock types (LE BAS et al., 1986).

Since the alkali abundances can be substantially changed by any secondary process, the Al_2O_3 - FeO^t - TiO_2 - MgO cation plot (JENSEN, 1976) was applied too. Almost all amphibolites can be classified as Fe-tholeiitic basalts according to this diagram (Fig. 4). As the predominance of Fe over Mg in the amphibolite compositions is well demonstrated by Fig. 4, it has to be pointed out that high FeO^t/MgO ratios (being above 2.00 usually, when both oxide concentrations are in wt.-%) are specific for the greater part of the specimens studied (Table 1).

The Český Krumlov Varied Group amphibolites for the most part are markedly enriched in TiO_2 , FeO^t and

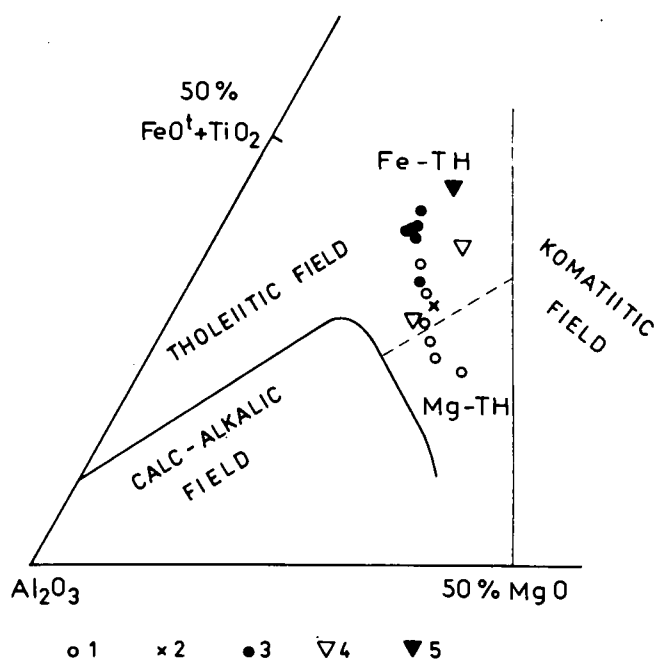


Fig. 4. The Český Krumlov Varied Group amphibolites in cation plot after JENSEN (1976). Symbols as in Fig. 3.

K_2O (or at least either in FeO^t and K_2O or in TiO_2 and K_2O) compared to modern mid-ocean ridge basalt (MORB) after WEDEPOHL (1981). On the other hand, they are depleted in MgO usually; the low Na_2O abundances, specific for several samples, show themselves in this comparison too (Fig. 5). Only the banded variety of amphibolites s. s. reveal the major element composition almost identical to MORB-one except a high K_2O content (Fig. 5a).

4.2. Trace elements

Four types are discernible among the Český Krumlov Varied Group amphibolites on the basis of a diagram employing Ce/Yb ratio and total REE abundance (Fig. 6). The garnet content (i. e. an Yb concentration in this case) is a cause of distribution of the amphibolite samples into two groups in this diagram. The amphibolites with abundant garnet – i. e. garnet amphibolites rich in garnet poikiloblasts and eclogitic amphibolite – form an especially compact group, showing the $\Sigma\text{REE} : \text{Ce}/\text{Yb}$ average value more than two times higher compared with the rest of the rocks studied. The relation between REE fractionation degree (expressed as Ce/Yb ratio) and total lanthanide content in the rock samples seem to be a reason of nearly linear arrangement of the amphibolite data within both groups.

The amphibolites lacking garnet as main constituent mineral and garnet amphibolites poor in garnet poikiloblasts are classified further into three types – distinguished by low, medium and high REE total concentrations as well as by low, medium and high Ce/Yb values (Figs. 6 and 7a, b and c). The amphibolites with abundant garnet, forming a fairly dense cluster in the diagram in Fig. 6, are regarded as the fourth type characterized by high total REE abundances and medium Ce/Yb values (Fig. 7d).

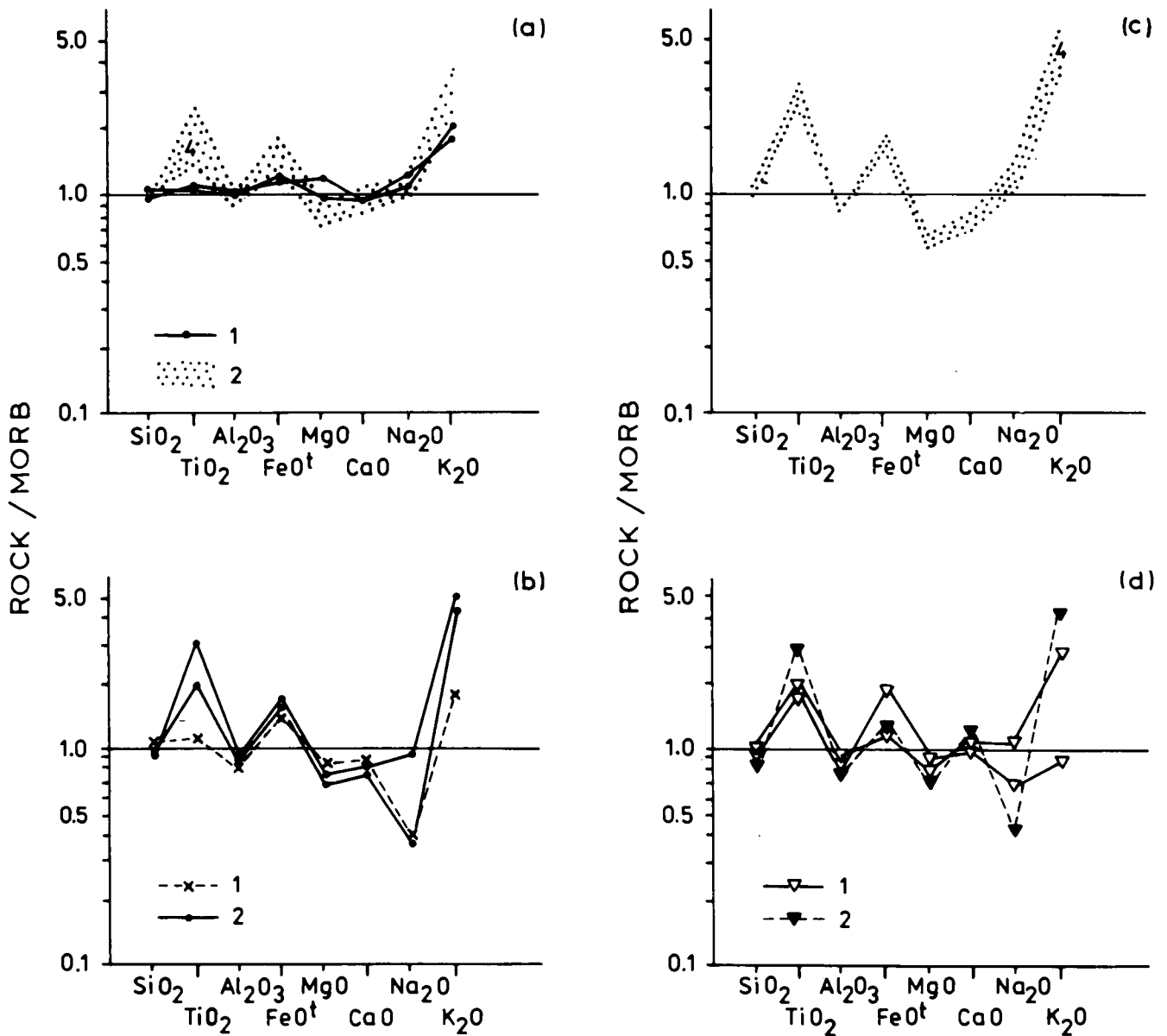


Fig. 5. The Český Krumlov Varied Group amphibolite major element abundances normalized to MORB composition after WEDEPOHL (1981). a = amphibolites s. s.: banded variety (1) and massive one (2); b = biotite amphibolite (1) and garnet amphibolites poor in garnet poikiloblasts (2); c = garnet amphibolites rich in garnet poikiloblasts; d = pyroxene amphibolites (1) and eclogitic one (2). Numbers in dotted fields represent the numbers of samples.

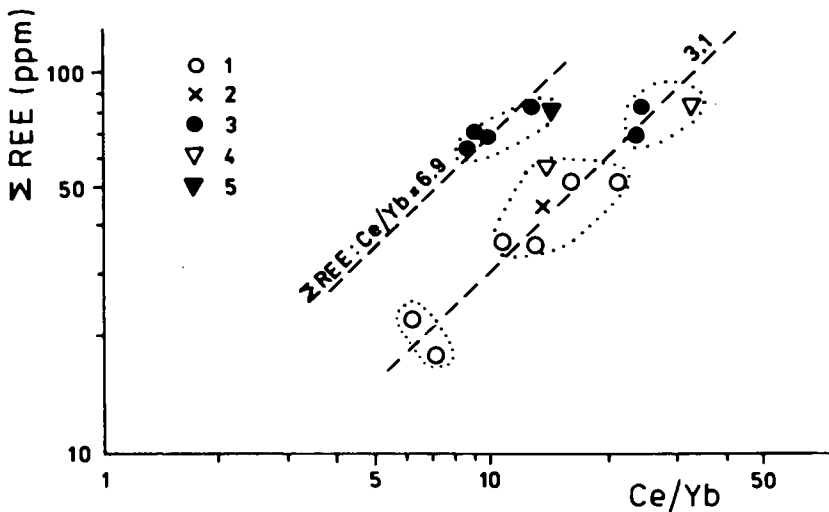


Fig. 6. The amphibolites of the Český Krumlov Varied Group in the Ce/Yb vs. Σ REE diagram. 1 = amphibolites s.s.; 2 = biotite amphibolite; 3 = garnet amphibolites; 4 = pyroxene amphibolites; 5 = eclogitic amphibolite. The four amphibolite-types distinguished according to different total REE abundances and Ce/Yb ratios are encircled by dotted line. The amphibolites with abundant garnet (i. e. the garnet amphibolites rich in garnet poikiloblasts and eclogitic amphibolite) are characterized by higher ratio of the values plotted.

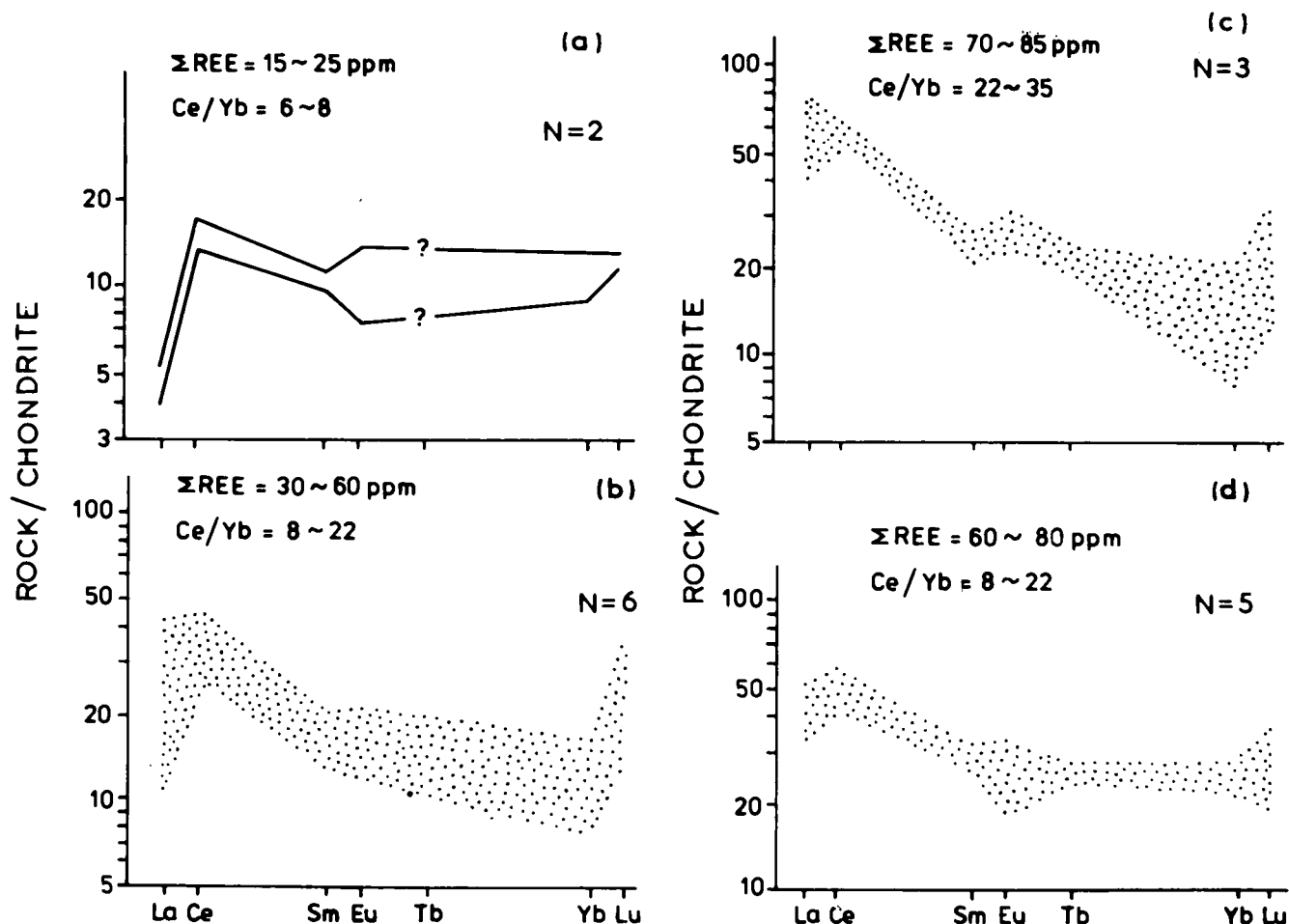


Fig. 7.

Chondrite-normalized REE distributions in the Český Krumlov Varied Group amphibolites.

a = low-REE and low-Ce/Yb type (banded amphibolites s.s.); b = medium-REE and medium-Ce/Yb type (massive amphibolites s.s., biotite amphibolite and single sample of pyroxene amphibolite); c = high-REE and high-Ce/Yb type (garnet amphibolites poor in garnet poikiloblasts and single sample of pyroxene amphibolite); d = high-REE and medium-Ce/Yb type (garnet amphibolites rich in garnet poikiloblasts and eclogitic amphibolite).

Cf. Fig. 6. Numbers of samples are presented in the figure. Chondrite REE values are taken from HERRMANN (1970).

The amphibolite samples of the first and second types are remarkably enriched in K, Rb, Ba, Th, Ta and Nb (i. e. in the most mantle-incompatible elements) compared to mid-ocean ridge basalt (MORB) after PEARCE (1982); abundances of P, Zr, Hf, Sm and Ti (i. e. moderately incompatible elements), Y and Yb (compatible with garnet) and Sc and Cr (compatible with all mafic minerals) are comparable to MORB-concentrations (Figs. 8a and b). The third and fourth amphibolite types display an enrichment both in the most incompatible elements and in moderately incompatible ones as well as depletion in Sc and Cr, like a common feature of MORB-normalized patterns. However, they essentially differ in garnet-compatible element abundances – the former are depleted in Y and Yb relative to MORB (Fig. 8c) and the latter are enriched in these elements compared with MORB (Fig. 8d).

5. Discussion

5.1. Secondary Changes in the Chemical Composition of Rocks

The studied amphibolites probably have not suffered any significant hydrothermal alteration after the am-

phibolite facies metamorphism took place, as their volatile component (i. e. H_2O and CO_2) contents are very low (Table 1).

The amphibolite samples described in this study show relatively uniform chemistry of major elements (Fig. 5 and Table 1) as well as distinct arrangement along a tholeiitic differentiation trend (Fig. 4). That is why the major element contents in the amphibolites can be considered as largely unchanged by secondary processes (regional metamorphism and/or hydrothermal alteration); this feature seems to be common to all Moldanubian amphibolites (cf. SUK, 1971; ŠICHTAŘOVÁ, 1981; MATĚJOVSKÁ, 1987; SCHÜSSLER et al., 1989). Low abundances of Na, characterizing several rock samples, were presumably caused either prior to metamorphism by rock-seawater (or seawater-resembling solution) interaction (SEYFRIED & BISCHOFF, 1981 etc.) or by regional metamorphism, during which alkalis (especially Na) tend to be the most mobile elements (e. g. WINKLER, 1979).

Among the minor elements, the REE group is regarded to be the most resistant in the course of any secondary process and thus to be the best indicator of initial rock characteristics (BERNARD-GRIFFITHS et al., 1986; MØRK & BRUNFELT, 1988 etc.). Nevertheless, coherent secondary changes of REE contents (HELLMAN et al., 1979) producing in some cases pseudo-magma-

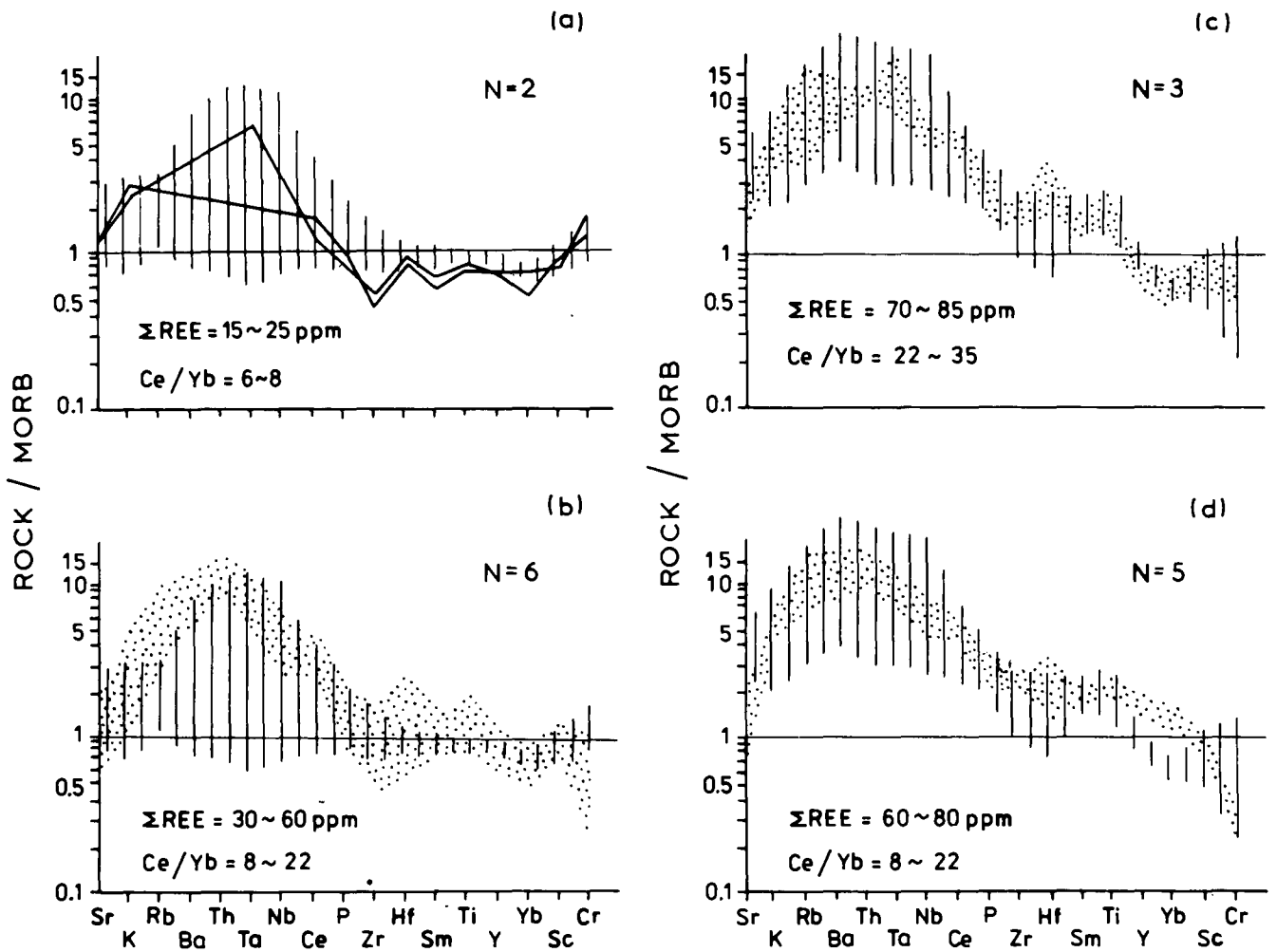


Fig. 8. Modern mid-ocean basalt-normalized minor element distribution in the Český Krumlov Varied Group amphibolites. For details see Fig. 7. Amphibolite compositions are shown either by broken lines (a) or by dotted fields (b, c, d). Compositions of ocean-floor basalt (in a and b) and ocean island ones (in c and d) after PEARCE (1982) are displayed by vertical hatching.

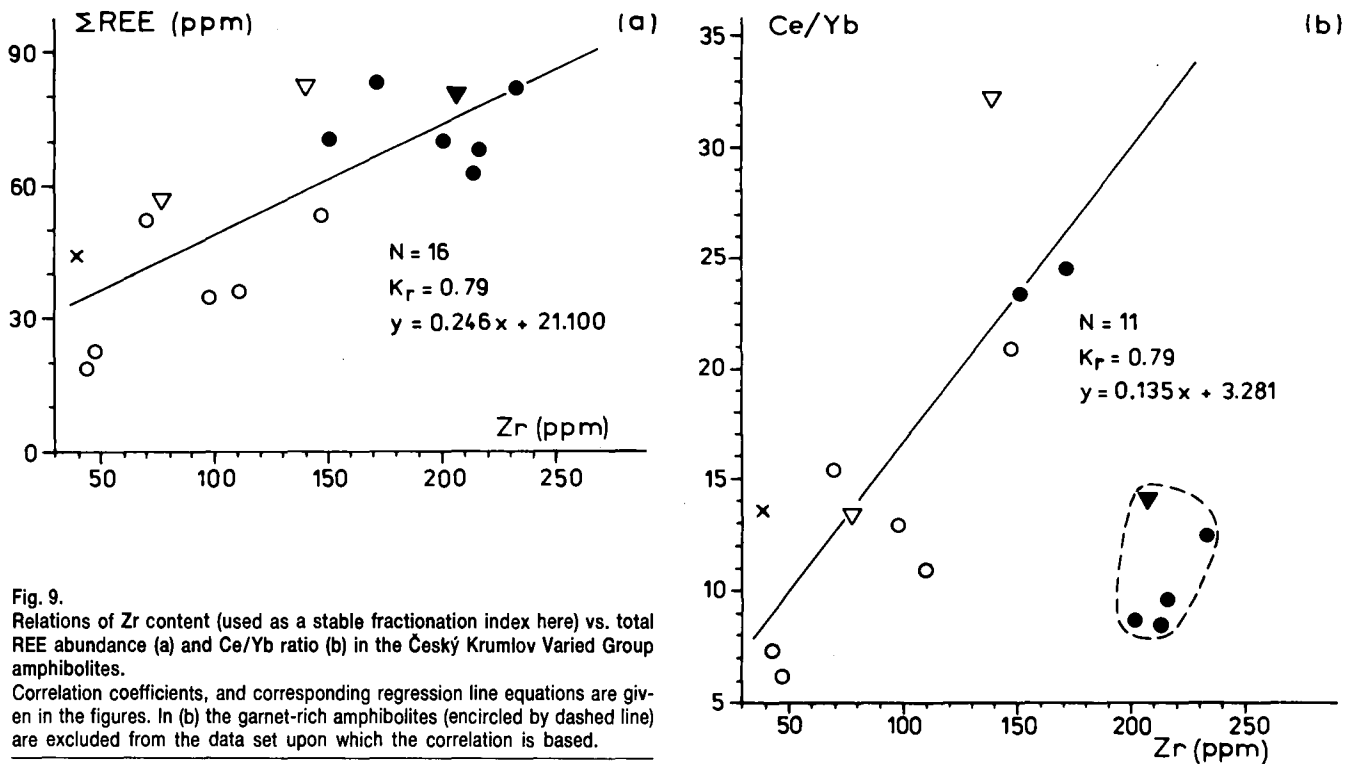


Fig. 9. Relations of Zr content (used as a stable fractionation index here) vs. total REE abundance (a) and Ce/Yb ratio (b) in the Český Krumlov Varied Group amphibolites. Correlation coefficients, and corresponding regression line equations are given in the figures. In (b) the garnet-rich amphibolites (encircled by dashed line) are excluded from the data set upon which the correlation is based.

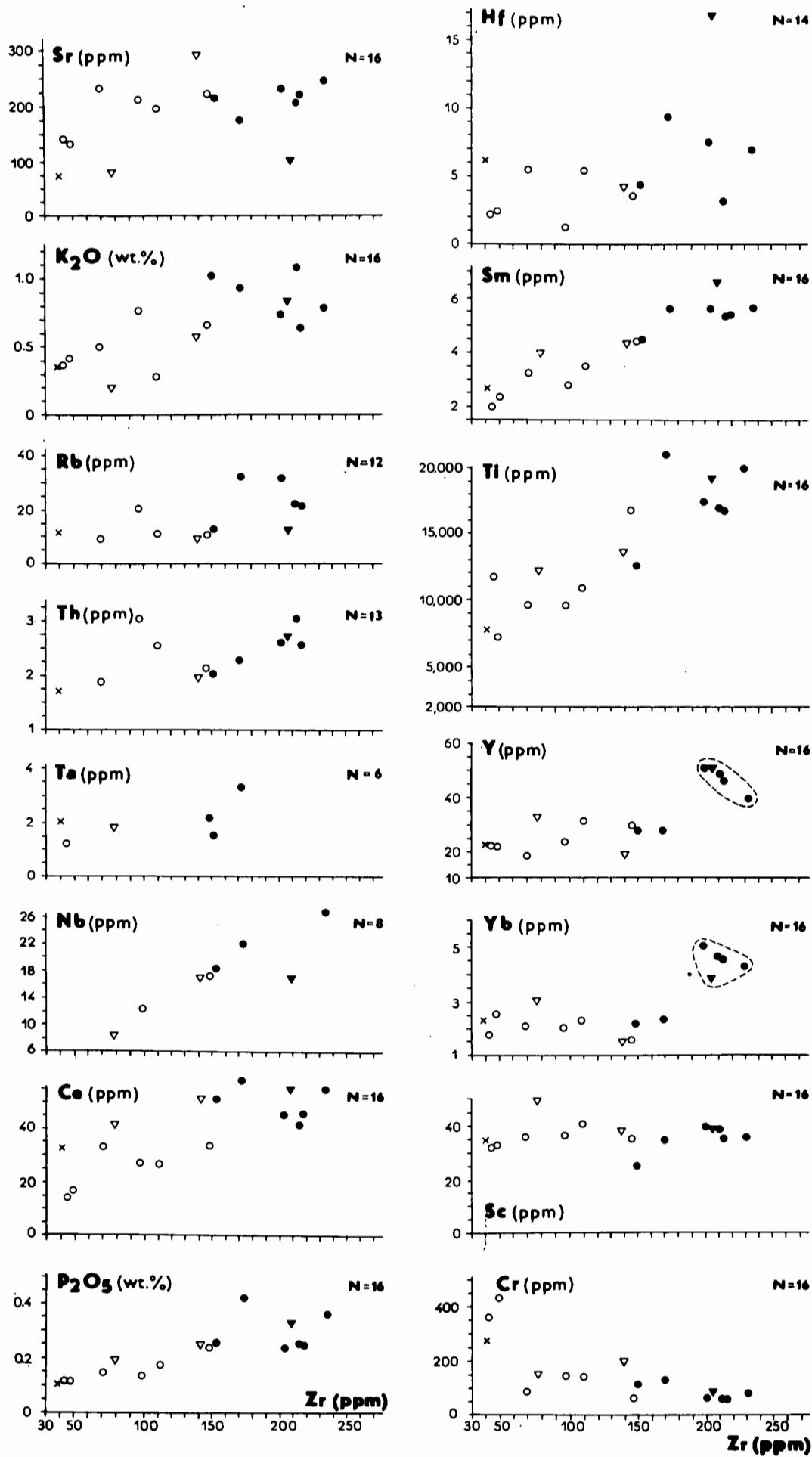


Fig. 10. Diagrams of Zr content (used as a stable fractionation index here) against the abundances of minor elements (including K), utilized in the MORB-normalized geochemical patterns after PEARCE (1982), for the Český Krumlov Varied Group amphibolites. See also Table 3. Numbers of data are given in all plots. The garnet-rich amphibolites are shown separately in the Zr-Y and Zr-Yb diagrams. Symbols as in Fig. 6.

tic lanthanide patterns, have to be taken into account. To evaluate a possible extent of REE mobility in the amphibolites, the total lanthanide concentrations as well as Ce/Yb values were compared with the abundances of Zr in individual rock samples (Fig. 9). As the principal Zr-bearing mineral phase – i. e. zircon – belongs to chemically most stable minerals (GRAUERT et al., 1973; WATSON & HARRISON, 1983), Zr is largely immobile during the alteration of rocks owing to metamorphism, hydrothermal events and weathering (e. g. FLOYD & WINCHESTER, 1978; FINLOW-BATES & STUMPFL 1981; GÖKTEN & FLOYD, 1987); according to the last named authors, this element can be utilized as a stable fractionation index, too. In the amphibolites the total REE abundances are correlated with Zr contents quite well (Fig. 9a). The same holds for the Ce/Yb values and Zr abundances in the garnet-lacking amphibolites and garnet-poor ones (Fig. 9a). However, the amphibolites with abundant garnet form a separated group in the latter diagram due to the high concentration of Yb, characterizing these particular rocks; unfortunately, their number is too small to be able to demonstrate any kind of correlation between the values plotted. In conclusion it is thought that the REE patterns of the studied amphibolites (Fig. 7) have original features relatively unaffected by subsequent regional metamorphism and possible hydrothermal alterations.

The Zr vs. arbitrary element diagram proved itself to be useful when mobility of the minor elements (including K), employed in the MORB-normalized geochemical patterns after PEARCE (1982) (Fig. 8), was evaluated in the Český Krumlov Varied Group amphibolites (Fig. 10 and Table 3).

Distinguishing correlations between Zr contents on abscissa and abundances of K, Nb, Ce, P, Sm, Ti and Cr on ordinata, shown in Fig. 10 and Table 3, indicate a negligible secondary mobility of the enumerated elements. A certain mobility of Sr, Rb and Th can be inferred from insignificant correlations of these element abundances relative to Zr concentrations. However, poor correlations within the element pairs Zr-Hf and Zr-Ta are explainable rather by insufficient amount of

data (in the case of the Zr-Ta pair) or by analytical error (in the case of the Zr-Hf pair) than by any secondary abundance changes, since Ta and Hf are considered as almost immobile through regional metamorphism (e. g. GALE & PEARCE, 1982; GIRAUD et al., 1984).

Limited variation of the Sc content in the amphibolites (coefficient of Sc abundance variation – V_{Sc} – is equal to 15.1 % only) seems to reflect a limited mobility of this element regardless the absence of correlation relative to Zr (Fig. 10) (cf. GÖKTEN & FLOYD, 1987). The same feature is specific for the abundances of Y and Yb, indicating probably low mobility of these elements, too. Nevertheless, since Y and Yb are strongly compatible to garnet, the garnet-poor amphibolites together with the garnet-lacking ones and the amphibolites rich in this mineral have to be treated as two separate groups at the calculation of the element content variation coefficients. As to the amphibolites with abundant garnet these coefficients – Y_Y and Y_{Yb} – are equal to 10.4 % and 10.5 % respectively; the rest of the amphibolites is characterized by $V_Y = 20.5$ % and $V_{Yb} = 20.0$ %.

In summary, the amphibolites show presumably well preserved primary concentrations of the least mobile minor elements, i. e. of HFSE group (except Hf and Ta), REE and compatible elements (Figs. 9 and 10, Table 3). Furthermore, accordant behaviour of LIL elements within the MORB-normalized minor element patterns of the amphibolites (Fig. 8) as well as very good correlation of K relative to Zr in these rocks (Figs. 10 and Table 3) indicate a coherent LILE mobility; that is, the LIL abundance proportions seem to remain close to pre-metamorphic ones. Consequently, minor element composition of the Český Krumlov Varied Group amphibolites for the most part can be considered as comparable to the primary one.

5.2. Metamorphic Development and Magmatic Affinities

The amphibolite samples mutually differ in the hornblende colour, varying from green to brown. The brown hornblende-bearing amphibolites are mostly associated with the southern margin of the Blanský Les granulite body, while the green-brown to green hornblende-containing types are scattered within the paragneisses and marbles farther to SW (Fig. 1). The described systematic change of the hornblende colour seems to be a result of the metamorphic grade growth (e. g. REINISCH, 1973), oriented towards the granulite body as reported by ZOUBEK et al. (1988) etc.

The diablastic textures are fairly frequent in the pyroxene amphibolites and in the eclogitic one too. Moreover, the accumulations of small plagioclase and hornblende crystalloblasts, enclosing large garnet poikiloblasts in all garnet-bearing amphibolite samples, can be interpreted as totally recrystallized diablastic intergrowths. The mentioned textures indicate at least single high-grade metamorphic event preceding the Hercynian amphibolite metamorphism of the studied rocks; presumably, this event was an eclogite facies metamorphism (cf. SUK, 1971; MATĚJOVSKÁ, 1987).

An intrusive and/or effusive primary origin of Moldanubian amphibolites was inferred by ONDŘEJ (1922), KOUTEK (1933), KODYM Jr. (1966), SUK (1971) etc. In the

Table 3.
Correlation of selected minor elements (including K) relative to Zr.
N = number of data; K_r = coefficient of linear correlation; P = occurrence probability of data being out of the set characterized by particular K_r value.

element	N	K_r	P
Sr	16	0.459	0.074
K	16	0.796	0.001
Rb	12	0.535	0.073
Th	13	0.483	0.095
Ta	6	0.550	0.258
Nb	8	0.854	0.007
Ce	16	0.760	0.001
P	16	0.839	<0.001
Hf	14	0.511	0.062
Sm	16	0.939	<0.001
Ti	16	0.914	<0.001
Cr	16	-0.754	0.001

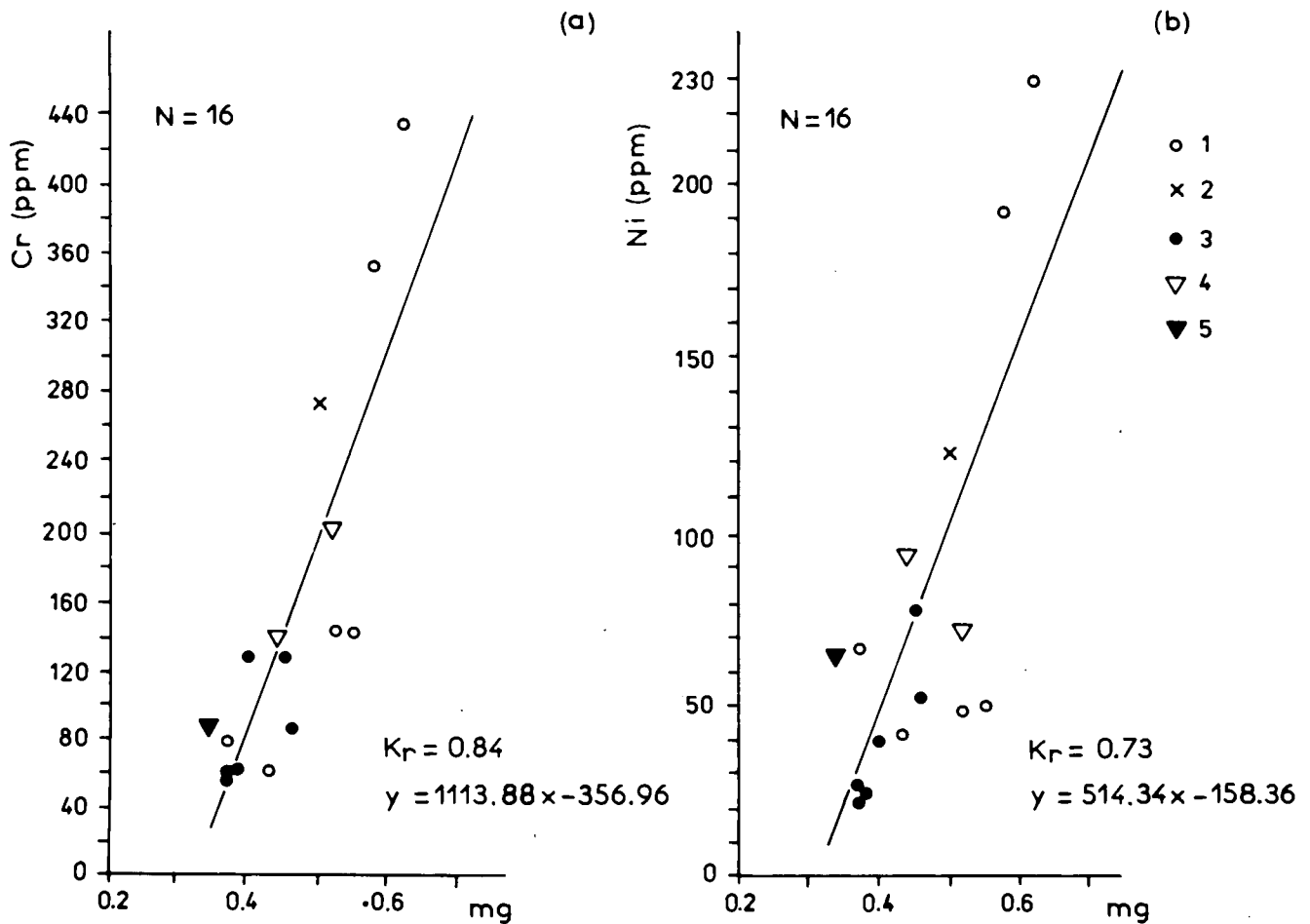


Fig. 11. Relations of Niggli mg value vs. Cr content (a) and Ni one (b) after LEAKE (1964) in the amphibolites of the Český Krumlov Varied Group. Numbers of data, correlation coefficients and corresponding regression line equations are presented in the figures. Symbols as in Fig. 6.

studied samples the Cr vs. Mg, Ni vs. Mg and Ni vs. Zr/TiO₂ relations (Figs. 11 and 12) and magmatic differentiation trend features, displayed in Figs. 4, 6, 9 and 10, demonstrate an igneous origin of the amphibolite protolith rocks. A limited sedimentary admixture can be expected only in the biotite amphibolite – nevertheless, its influence on the meta-igneous geochemistry of this amphibolite type seems to be negligible.

The studied amphibolites for the most part show more or less fractionated REE distribution patterns closely resembling those distinguishing transitional and alkaline ocean-floor basalts and/or ocean-island ones (e. g. BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981) as well as continental tholeiites (DUPUY & DOSTAL, 1984) (Figs. 7b, c and d). According to the last named authors a depletion of Nb and Ta and an enrichment of Th relative to La are specific for continental tholeiites as a result of their melt contamination by continental crust. None of these characteristics seem to be fully proper to the studied amphibolites (Fig. 13) – that is, only an oceanic lithosphere related environment could be potential as a primary emplacement setting of the amphibolite protoliths.

Two remaining amphibolite samples – the rocks defined by low total REE contents and low Ce/Yb values (Figs. 6 and 7a) – have the REE features of ocean-floor tholeiitic basalts (BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981) beyond any question.

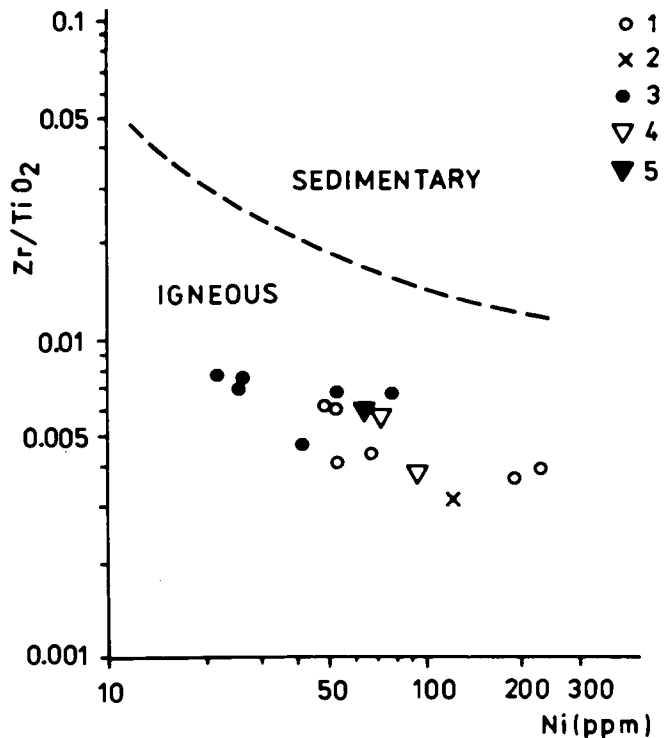


Fig. 12. The Český Krumlov Varied Group amphibolites in the Ni vs. Zr/TiO₂ plot (WINCHESTER & MAX, 1982) distinguishing between ortho- and para-amphibolites. Symbols as in Fig. 6.

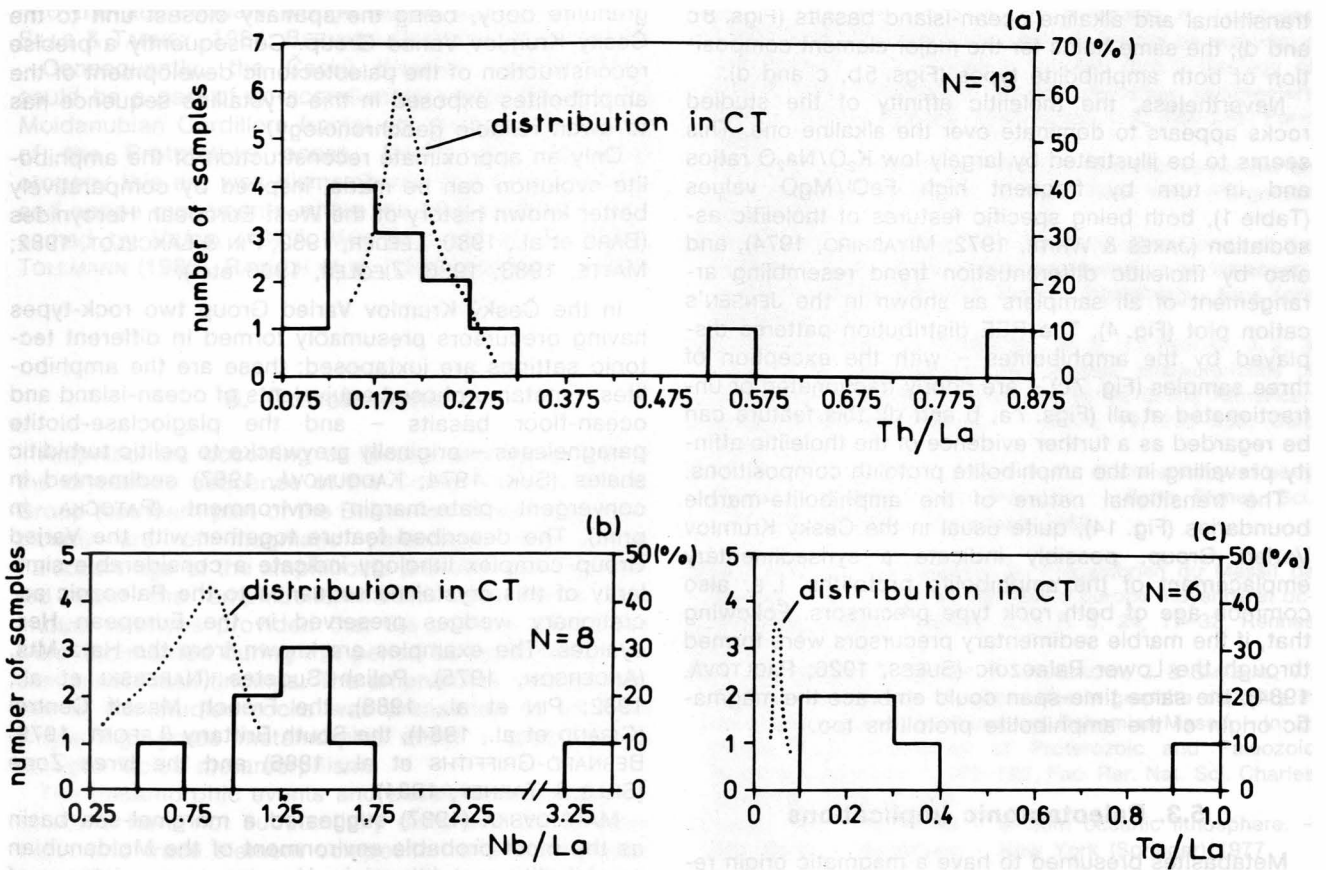


Fig. 13. Distribution histograms of Th/La (a), Nb/La (b) and Ta/La (c) ratios for the Český Krumlov Varied Group amphibolites compared with the same ratio distributions in continental tholeiites (CT). Data on 69 samples of CT (recalculated to 100 % here) are taken from BERTRAND et al. (1982), DOSTAL et al. (1983), MANTOVANI et al. (1985) and JOLLY (1987).

The low-REE and low-Ce/Yb amphibolites are very similar to LILE-enriched mid-ocean ridge basalts (WOOD, 1980), i. e. to types transitional between tholeiitic and alkaline mid-ocean ridge basalts (PEARCE, 1982), both in major and in minor element composition (Figs. 5a and 8a). Also the amphibolites characterized by medium total REE abundances and medium Ce/Yb ratios can be compared to transitional mid-ocean ridge basalts; however, an increased content of TiO_2 , FeO^t ,

K_2O , depletion of MgO and moderate enrichment of HFS elements, distinguishing these rocks (Figs. 5a, b, d and 8b), point out to analogy with ocean-island transitional basalts, too (DOSTAL et al., 1982; PEARCE, 1982; LANPHERE & FREY, 1987). The high-REE and high-Ce/Yb amphibolites as well as the high-REE and medium-Ce/Yb ones – having HFS elements substantially enriched relative to the previous type – show trace element distribution patterns equal to those of

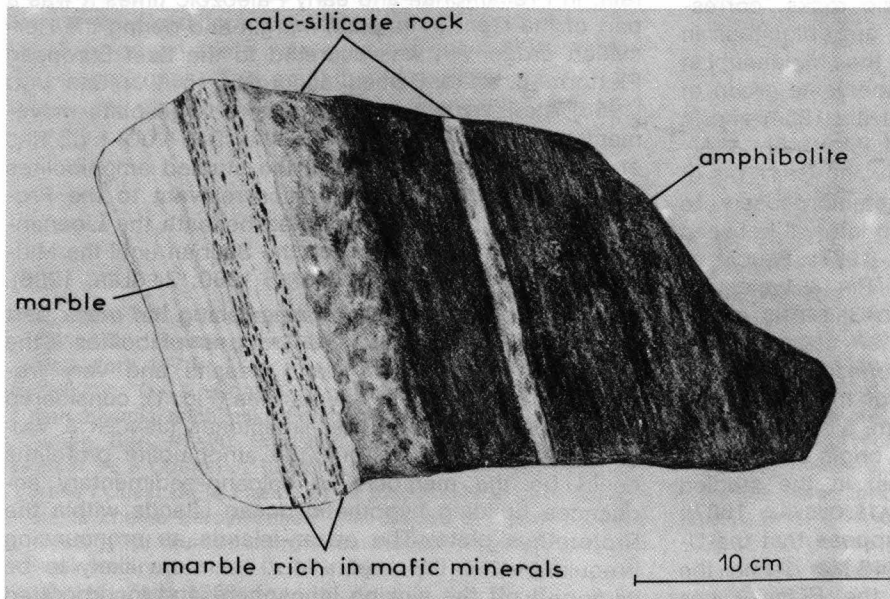


Fig. 14. Transitional boundary between amphibolite and marble. The Vyšný quarry, Český Krumlov Varied Group (cf. Fig. 1).

transitional and alkaline ocean-island basalts (Figs. 8c and d); the same holds for the major element composition of both amphibolite types (Figs. 5b, c and d).

Nevertheless, the tholeiitic affinity of the studied rocks appears to dominate over the alkaline one. This seems to be illustrated by largely low K_2O/Na_2O ratios and in turn by frequent high FeO^t/MgO values (Table 1), both being specific features of tholeiitic association (JAKEŠ & WHITE, 1972; MIYASHIRO, 1974), and also by tholeiitic differentiation trend resembling arrangement of all samplers as shown in the JENSEN's cation plot (Fig. 4). The REE distribution patterns displayed by the amphibolites – with the exception of three samples (Fig. 7c) – are poorly fractionated or unfractionated at all (Figs. 7a, b and d); this feature can be regarded as a further evidence of the tholeiitic affinity prevailing in the amphibolite protolith compositions.

The transitional nature of the amphibolite-marble boundaries (Fig. 14), quite usual in the Český Krumlov Varied Group, possibly indicate a synsedimentary emplacement of the amphibolite protoliths, i. e. also common age of both rock type precursors. Following that, if the marble sedimentary precursors were formed through the Lower Paleozoic (Suess, 1926; PAČLTOVA, 1984), the same time-span could embrace the magmatic origin of the amphibolite protoliths too.

5.3. Paleotectonic Implications

Metabasites presumed to have a magmatic origin related to oceanic lithosphere are not unique in the Bohemian Massif Moldanubicum. Amphibolites showing composition similar to the studied rocks were found in the SE part of the Moldanubicum (ŠICHTAROVÁ, 1981; MATĚJOVSKÁ, 1987) and in the Zone Erben-dorf-Vohenstraus, i. e. in the westernmost part of the Bohemian Massif (SCHÜSSLER et al., 1989). Moreover, eclogites of analogous geochemistry are exposed in the Münchberg Gneiss Massif (MATTHES, 1978; WERNER, 1981), considered to be an equivalent of the rock units forming the NW margin of the Moldanubicum (e. g. BEHR, 1983). The eclogite facies metamorphism of this complex peaked at 380 Ma BP (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1979).

Metamorphosed basic to ultrabasic rocks, corresponding to those mentioned above, are ubiquitous in the West European segments of the Moldanubian Zone, for instance in the leptyno-amphibolite group of the French Massif Central (GIRAUD et al., 1984) and in the South Brittany metamorphic belt (MONTIGNY & ALLERGE, 1974; PEUCAT et al., 1982; BERNARD-GRIFFITHS et al., 1986). These rocks were metamorphosed to blueschists and eclogites through the interval between 430 Ma and 390 Ma BP (MALUSKI, 1977; PEUCAT & COGNÉ, 1977; PEUCAT et al., 1982; PIN & LANCELOT, 1982; DUCROT et al., 1983; BERNARD-GRIFFITHS et al., 1986 etc.).

By analogy with the West European high-grade metamorphism period and the age of the Münchberg Gneiss Massif eclogite metamorphism, a similar timing could be tentatively attributed to the origin of the high-grade relics (diablastic intergrowths) in the studied Moldanubian amphibolites (cf. MATĚJOVSKÁ, 1987). Nevertheless, WENDT et al. (1988) suppose that the U-Pb zircon data grouped around 348 Ma define the high-grade metamorphism age of the Blanský Les

granulite body, being the spatially closest unit to the Český Krumlov Varied Group. Consequently a precise reconstruction of the paleotectonic development of the amphibolites exposed in this crystalline sequence has to await reliable geochronology.

Only an approximate reconstruction of the amphibolite evolution can be made, inspired by comparatively better known history of the West European Hercynides (BARD et al., 1980; LEEDER, 1982; PIN & LANCELOT, 1982; MATTE, 1983, 1986; ZIEGLER, 1986 etc.).

In the Český Krumlov Varied Group two rock-types having precursors presumably formed in different tectonic settings are juxtaposed: these are the amphibolites – metamorphosed equivalents of ocean-island and ocean-floor basalts – and the plagioclase-biotite paragneisses – originally greywacke to pelitic turbiditic shales (SUK, 1974; KADOUNOVA, 1987) sedimented in convergent plate-margin environment (PATOČKA, in print). The described feature together with the Varied Group complex lithology indicate a considerable similarity of this crystalline sequence to the Paleozoic accretionary wedges preserved in the European Hercynides. The examples are known from the Harz Mts. (ANDERSON, 1975), Polish Sudetes (NAREBSKI et al., 1982; PIN et al., 1988), the French Massif Central (GIRAUD et al., 1984), the South Brittany (LEFORT, 1979; BERNARD-GRIFFITHS et al., 1986) and the Ivrea Zone (SILLS & TARNEY, 1984).

MATĚJOVSKÁ (1987) suggested a marginal-sea basin as the most probable environment of the Moldanubian amphibolite protolith origin. However, a coexistence of terrigenous sediment and oceanic setting related basic rocks within an accretionary wedge, comprising rocks of widely diverse origin, in itself does not impose any limitation on a width of a closed oceanic basin. It has to be pointed out that only 0.001 % of the ocean-crust volume escapes a destruction in subduction zone (COLLEMAN, 1977) and that the transversal reconstruction of plate convergence and collision is hardly possible when paleomagnetic data are insufficient (e. g. DEWEY, 1976; VAN DER VOO, 1983).

WENDT et al. (1988) speculated on the basis of the Nd-whole rock ages and available paleomagnetic results that the Moldanubicum is a displaced ancient terrain; in Precambrian and early Paleozoic times it was a part of the Gondwana plate margin and during the Hercynian orogeny it was accreted to the East European Platform (i. e. to Baltica according to VAN DER VOO [1983] etc.). In this concept a very large plate movement has to be involved (e. g. VAN DER VOO, I. c.; KRS et al., 1987). Following that, the studied amphibolites can be interpreted as the relics relevant to the Prototethys ocean plate, subducted beneath the Ligerian-Moldanubian Cordillera since the Silurian until the Middle Devonian (AUTRAN & COGNÉ, 1980; ZIEGLER, 1986).

Two important features distinguishing the major part of the Český Krumlov Varied Group amphibolites – the geochemistry of ocean-island basalts and very frequent association with the marbles (Fig. 1), considered to be metamorphosed reef limestones (JENČEK & VAJNER, 1968) – point to that the amphibolite protoliths could be the members of volcano-sedimentary sequences building hypothetical ocean islands within the Prototethys plate. The ocean-islands as pronouncing irregularities of the ocean-floor are more likely to be scrapped off the sinking lithosphere and incorporated

into the accretionary wedge during subduction (e. g. SILLS & TARNEY, 1984; BERNARD-GRIFFITHS et al., 1986).

Consequently, the Český Krumlov Varied Group could be a part of an accretionary wedge forming the Moldanubian Cordillera frontal arc through the closing of the Prototethys ocean. During the Hercynian orogeny this arc was dismembered due to large shear and nappe movements within the Moldanubicum, presumed by VRÁNA (1979), VAN BREEMEN et al. (1982), TOLLMANN (1985), RAJLICH et al. (1986) and FIALA (1988).

6. Conclusions

Amphibolites occurring as lenses and layers within the crystalline sequence of the Český Krumlov Varied Group (southern part of the Bohemian Massif Moldanubicum) are of magmatic parentage. The Lower Paleozoic age of the amphibolite protolith can be inferred from the amphibolite-marble coexistence and mutual relations provided that the primary limestones were sedimented during this period as indicated by recent microfossil findings. The amphibolite metamorphism of the studied rocks was preceded by at least single high-grade metamorphic event – probably an eclogite facies metamorphism.

The metamorphic events and possible secondary alterations have not substantially disturbed the primary major and trace element composition of the amphibolites. The geochemistry revealed these mafic metaigneous rocks as metamorphosed equivalents of predominantly tholeiitic and transitional to alkaline ocean-island and ocean-floor basalts.

Since the Český Krumlov Varied Group comprises the amphibolites and plagioclase-biotite paragneisses possessing the geochemistry pointing to pre-metamorphic origin in contrasting tectonic settings, i. e. in ocean-islands and ocean-floor in case of the amphibolites and in active plate-margin environment in case of the paragneisses, a tentative interpretation can be made, regarding this crystalline sequence as a remnant of an accretionary wedge. This accretionary wedge – dismembered through the Hercynian shear and nappe movements – could be formed on the Ligerian–Moldanubian Cordillera southern flank where the Prototethys ocean plate was possibly subducted in Mid-Paleozoic times. The amphibolite protolith could take origin in hypothetical ocean-islands within the Prototethys and on a floor on this ocean.

References

- ANDERSON, T. A.: Carboniferous subduction complexes in the Harz Mts., Germany. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 72–82, New York 1975.
- ANDRUSOV, D. & ČORNÁ, O.: Über das Alter des Moldanubikums nach mikrofloristischen Forschungen. – *Geol. Práce, Spr.*, 81–90, Bratislava 1976.
- AUTRAN, A. & COGNÉ, J.: La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. – In: COGNÉ & SLÁNSKÝ (Eds.): *Geology of Europe from Precambrian to post-Hercynian sedimentary basins*, Colloq. 26th Int. Geol. Congr. C 6, 90–111, Paris 1980.
- BARD, J. P., BURG, J. P., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A.: La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. – In: COGNÉ & SLÁNSKÝ (Eds.): *Geology of Europe from Precambrian to post-Hercynian sedimentary basins*, Colloq. 26th Int. Geol. Congr. C 6, 233–246, Paris 1980.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT: *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. – 1286 p., New York (Pergamon Press) 1981.
- BEHR, H. J.: Intracrustal and subcrustal thrust-tectonics at the northern margin of the Bohemian Massif. – In: *Intracontinental Fold Belts*, 365–403, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1983.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., CARPENTER, M. S. N., PEUCAT, J. J. & JAHN, B. M.: Geochemical and isotopic characteristics of blue-schist facies rocks from the Ile de Groix, Armorican Massif (northwest France). – *Lithos*, **19**, 235–253, Oslo 1986.
- BERTRAND, H., DOSTAL, J. & DUPUY, C.: Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **58**, 225–239, Amsterdam 1982.
- CHALOUPSKÝ, J.: Stratigraphie du Précambrien du Massif de Bohême. – In: *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*, Colloq. Internat. C. N. R. S, **24**, 17–32, Rennes 1977.
- ČÍZEK, J., KRÍBEK, B., BUZEK, F., HLADIKOVÁ, J. & ŠMEJKAL, V.: Isotopic composition of carbonates in graphite deposits in the Krumlov Group, Moldanubian, Bohemian Massif. – In: Z. POUBA (Ed.): *Correlation of Proterozoic and Paleozoic Stratiform Deposits*, 7, 103–122, Fac. Rer. Nat. Sci. Charles University, Prague 1984.
- COLEMAN, R. F.: Ophiolites – ancient oceanic lithosphere. – 229, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1977.
- DEWEY, J. F.: Ancient plate margins: some observations. – *Tectonophysics*, **33**, 379–385, Amsterdam 1976.
- DOSTAL, J., BARAGAR, W. R. A. & DUPUY, C.: Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from Coppermine River area, NW Territories. – *Can. J. Earth. Sci.*, **20**, 684–698, Ottawa 1983.
- DOSTAL, J., DUPUY, C. & LIOTARD, J. M.: Geochemistry and origin of basaltic lavas from Society Islands, French Polynesia (south central Pacific Ocean). – *Bull. Volcanol.*, **45**, 51–62, Berlin – Heidelberg – New York 1982.
- DUCROT, J., LANCELOT, J. R. & MARCHAND, J.: Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution antehercynienne de l'Europe occidentale. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 385–394, Amsterdam 1983.
- DUDEK, A.: Moldanubian Region. – In: Z. MISAŘ et al. (Eds.): *Geologie ČSSR I. Český masív*, 48–91, S. P. N., Prague 1983 (in Czech).
- DUPUY, C. & DOSTAL, J.: Trace element geochemistry of some continental tholeiites. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 61–69, Amsterdam 1984.
- FIALA, J.: Tectonic development of the Moldanubian sequence in the Kašperské Hory ore district (in Czech). – *Acta Univ. Carol., Geol.*, **4**, 427–436, Prague 1988.
- FIALA, J. & LOSERT, J.: Geological map of the Bohemian Massif basement in scale 1:100,000; České Budějovice. – *Czechoslovak Uranium Industry, Liberec* 1980.
- FIALA, J., ZEMAN, J. & SOBOTKOVÁ, O.: Tektonischer Bau des Zentralteiles des Moldanubikums. – *Krystalinikum*, **16**, 7–20, Prague 1982.
- FINLOW-BATES, T. & STUMPFL, E. P.: The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. – *Mineral. Deposita*, **16**, 319–328, Berlin – Heidelberg – New York 1981.
- FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A.: Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. – *Chem. Geol.*, **21**, 291–306, Amsterdam 1978.

- GALE, G. H. & PEARCE, J. A.: Geochemical patterns in Norwegian greenstones. – *Can. J. Earth Sci.*, **19**, 385–397, Ottawa 1982.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg Gneiss Massif, northeast Bavaria. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **42**, 35–44, Amsterdam 1979.
- GIRAUD, A., MARCHAND, J., DUPUY, C. & DOSTAL, J.: Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut Allier (French Massif Central). – *Lithos*, **17**, 203–214, Oslo 1984.
- GÖKTEN, E. & FLOYD, P. A.: Geochemistry and tectonic environment of the Sarkisla area volcanic rocks in Central Anatolia, Turkey. – *Mineral Mag.*, **51**, 553–559, London 1987.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTROJANOVA, G.: Age and origin of detrital zircons from the pre-Permian basement of the Bohemian Massif and the Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 105–130, Berlin – Heidelberg – New York 1973.
- HEGENBARTH, K.: Die Krumauer Marmore und die im Norden anschließenden Amphibolite und Granite. – *Lotos*, **84**, 45–68, Prague 1936.
- HELLMAN, P. L., SMITH, R. E. & HENDERSON, P.: The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains effected by burial metamorphism. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 23–44, Berlin – Heidelberg – New York 1979.
- HERRMANN, A. G.: Yttrium and lanthanides: abundances in cosmos, meteorites, tektites and lunar specimens. – In: K. H. WEDEPOHL (Ed.): *Handbook of geochemistry*, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1970.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A.: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523–548, Ottawa 1971.
- JAKEŠ, P. & WHITE, A. J.: Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic area. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 29–40, New York 1972.
- JENČEK, V. & VAJNER, V.: Stratigraphy and relations of the groups in the Bohemian part of the Moldanubicum. – *Kryštalnikum*, **6**, 105–124, Prague 1968.
- JENSEN, L. S.: A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. – *Ontario Div. Mines, M. P.* **66**, 22 p., Toronto 1976.
- JOLLY, W. T.: Geology and geochemistry of Huronian rhyolites and low-Ti continental tholeiites from the Thessalon region, central Ontario. – *Can. J. Earth Sci.*, **24**, 1360–1385, Ottawa 1987.
- KADOUNOVÁ, Z.: Petrology, petrochemistry and tectonics of the Městský vrch graphite deposit and its relation to the Český Krumlov Varied Group rocks (in Czech). – Unpubl. MSc. thesis. Fac. Rer. Nat. Sci. Charles University, 183 p., Prague 1987.
- KODYM, O. Jr.: Moldanubicum. – In: J. SVOBODA et al. (Ed.): *Regional Geology of Czechoslovakia*, I, 1, 40–99, Geol. Survey Prague 1966.
- KONZALOVÁ, M.: Zu der mikropaläontologischen Erforschung graphitischer Gesteine im Südteil der Böhmisches Masse. – *Věst. Ústf. Úst. geol.*, **51**, 233–236, Prague 1980.
- KOUTEK, J.: Geology of the Sázava crystalline complex I (in Czech). – *Věst. Stát. geol. úst. ČSR*, **9**, 319–33, Prague 1933.
- KRÖNER, A., WENDT, I., LIEW, T., COMPSTON, W., TODT, W., FIALA, J., VAŇKOVÁ, V. & VANĚK, J.: U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. – *Contrib. Mineral.*, **99**, 257–266, Berlin – Heidelberg – New York 1988.
- KRS, M., KRISOVÁ, M., PRUNER, P., CHVOJKA, R. & HAVLÍČEK, V.: Paleomagnetism, paleogeography and the multicomponent analysis of Middle and upper Cambrian rocks of the Barrandian in the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, **139**, 1–20, Amsterdam 1987.
- LANPHERE, M. A. & FREY, F. A.: Geochemical evolution of Kohala Volcano, Hawaii. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 100–113, Berlin – Heidelberg – New York 1987.
- LEAKE, B. E.: The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. – *J. Petrology*, **5**, 238–254, Oxford 1964.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, L. W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B.: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *J. Petrology*, **3**, 745–750, Oxford 1986.
- LEEDER, M. R.: Upper Paleozoic basins of the British Isles. – Caledonian inheritance versus Hercynian plate margin processes. – *J. geol. Soc. London*, **139**, 479–491, London 1982.
- LEFORT, J. P.: Iberian-Armorican arc and Hercynian orogeny in western Europe. – *Geology*, **7**, 384–388, Boulder 1979.
- MALUSKI, H.: Intérêt de l'île de Groix (France). – *C. R. Acad. Sci. Paris*, **283**, 223–226, Paris 1977.
- MANTOVANI, M. S. M., MARQUES, L. S., DE SOUSA, M. A., CIVETTA, L., ATALLA, L. & INNOCENTI, F.: Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). – *J. Petrology*, **26**, 187–209, Oxford 1985.
- MATEJOVSKÁ, O.: Fe-rich amphibolites with tholeiitic affinity from the SE margin of the Bohemian Massif. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 493–503, Wien 1987.
- MATTE, Ph.: Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan Arc of Western Europe. – In: *Profiles of Orogenic Belts, American Geophysical Union, Geodynamic Series*; **10**, 53–8, Richmond 1988.
- MATTE, Ph.: Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 329–374, Amsterdam 1986.
- MATTHES, S.: The eclogites of southern Germany. – *N. Jb. Miner., Mh.*, **3**, 93–109, Stuttgart 1978.
- MIYASHIRO, A.: Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. – *Am. J. Sci.*, **274**, 321–353, New Haven 1974.
- MONTIGNY, R. & ALLEGRE, C. J.: A la recherche des océans perdus; les eclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. – *C. R. Acad. Sci. Paris*, **279**, 131–132, Paris 1974.
- MØRK, M. B. E. & BRUNFELT, A. O.: Geochemical comparisons of coronitic olivine gabbro and eclogites: metamorphic effects and the origin of eclogite protoliths (Flemsøy, Sunmøre, Western Norway). – *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **68**, 51–64, Oslo 1988.
- NAREBSKI, W., WAJSPRYCH, B. & BAKUN-CZUBAROW, N.: On the nature, origin and geotectonic significance of ophiolites and related rock suites in the Polish part of Sudetes. – *Ophioliti*, **7**, 407–428, Bologna 1982.
- ONDŘEJ, A.: On the amphibolites from the Vltava River central part region (in Czech). – *Čas. Mus. král. Čes.* **96**, 66–72, Prague 1922.
- PACLTOVÁ, B.: The methodics and new technics of micropaleontological investigation on metamorphics (in Czech). – In: Z. POUBA (Ed.): *Correlation of Proterozoic and Paleozoic Stratiform Deposits*, **7**, 275–306, Fac. Rer. Nat. Sci. Charles University, Prague 1984.
- PATOČKA, F.: The minor element geochemistry of paragneisses of the Český Krumlov Varied Group, the Šumava Mts. Moldanubicum (in Czech). – *Čas. Jihočeského muzea, České Budějovice*, in print.
- PEARCE, J. A.: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: R. S. THORPE (ed.): *Andesites. Orogenic Andesites and Related Rocks*, 526–548, Chichester – New York – Toronto (J. Wiley and Sons) 1982.

- PEUCAT, J. J. & COGNÉ, J.: Geochronology of some blueschists from Ile de Groix (France). – *Nature*, **268**, 131–132, London 1977.
- PEUCAT, J. J., VIDAL, P., GODDARD, G. & POSTAIRE, B.: Precambrian U-Pb zircon in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynian belt? – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 70–78, Amsterdam 1982.
- PIN, Ch. & LANCELOT, J.: U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatic suite in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. – *Contrib. Mineral Petrol.*, **79**, 1–12, Berlin – Heidelberg – New York 1982.
- PIN, Ch., MAJEROWICZ, A., WOJCIECHOWSKA, I.: Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence. – *Lithos*, **21**, 195–209, Oslo 1988.
- RAJLICH, P., SYNEK, J., ŠARBACH, M. & SCHULMAN, K.: Hercynian thrust-related shear zones and deformation of the Varied Group on the contact of granulites (Southern Moldanubicum, Bohemian Massif). – *Geol. Rdsch.*, **75**, 665–683, Stuttgart 1986.
- REINISCH, D.: Die Metabasite des Valle Strona (Ivrea-Zone). – *N. Jb. Miner. Abh.*, **119**, 266–284, Stuttgart 1973.
- SEYFRIED, W. E. & BISCHOFF, J. L.: Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 135–147, London 1981.
- SCHÜSSLER, U., RICHTER, P. & OKRUSCH, M.: Metabasites from the KTB area Oberpfalz, Bavaria – geochemical characteristics and examples for mobile behaviour of “immobile” elements. – *Tectonophysics*, **157**, 135–148, Amsterdam 1989.
- ŠICHTAŘOVÁ, I.: Moldanubian amphibolites in the area SE of Náměšť nad Oslavou. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, **56**, 203–214, Prague 1981.
- SILLS, J. D. & TARNEY, L.: Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with metasedimentary gneisses in the Ivrea Zone, Southern Alps, Northwest Italy. – *Tectonophysics*, **107**, 187–206, Amsterdam 1984.
- SUËSS, F. E.: *Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge*. – 268 p., Berlin (Gebr. Bornträger) 1926.
- SUK, M.: Petrochemistry of Moldanubian amphibolites. – *Geochem. Methods Data*, **1**, 9–57, Prague 1971.
- SUK, M.: Lithology of Moldanubian metamorphics. – *Čas. Mineral. Geol.*, **19**, 373–389, Prague 1979.
- TOLLMANN, A.: Das Ausmaß des variszischen Deckenbaues im Moldanubikum. – *Krystalinikum*, **18**, 117–132, Prague 1985.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, R. D., DUDEK, A., MIŠAR, Z., POVONDRA, P. & VRÁNA, S.: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **73**, 89–108, Edinburgh 1982.
- VAN DER VOO, R.: Paleomagnetic constrains on the assembly of the Old Red Continent. – *Tectonophysics*, **91**, 271–283, Amsterdam 1983.
- VRÁNA, S.: Polyphase shear folding and thrusting in the Moldanubicum of southern Bohemia. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, **54**, 75–86, Prague 1979.
- WATSON, E. B. & HARRISON, T. M.: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **64**, 295–304, Amsterdam 1983.
- WEDEPOHL, K. H.: Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges – the growth of the oceanic crust. – *Naturwissenschaften*, **68**, 110–119, Berlin 1981.
- WENDT, J. I., KRÖNER, A., TODT, W., FIALA, J., RAJLICH, P., LIEW, T. C. & VANĚK, J.: U-Pb zircon ages and Nd-whole rock systematics for Moldanubian rocks of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. – In: Z. KUKAL (ed.): Conference on the Bohemian Massif, 24. Geol. Survey, Prague 1988.
- WERNER, C. D.: Outline of the evolution of the magmatism in the G. D. R. – In: Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. Guidebook of excursion in G. D. R. and P. P. R., Acad. Sci. G. D. R., Acad. Sci. P. P. R. **1**, 17–68, Freiberg 1981.
- WINCHESTER, J. A. & MAX, M. D.: The geochemistry and origins of the Precambrian rocks of the Rosslare Complex, SE Ireland. – *J. geol. Soc. London*, **139**, 309–319, London 1982.
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of metamorphic rocks*. – Berlin – Heidelberg – New York (Springer), 385 p., 1979.
- WOOD, D. A.: The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas on the British Tertiary Volcanic Province. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 11–30, Amsterdam 1980.
- ZIEGLER, P. A.: Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of western and central Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 303–328, Amsterdam 1986.
- ZOUBEK, V.: 3rd report on the research and mapping of the South-Bohemian graphite-bearing region. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, **28**, 40–41, Prague 1953.
- ZOUBEK, V.: Korrelation des präkambrischen Sockels der mitteleuropäischen Varisziden. – *Z. geol. Wiss.*, **7**, 1057–1064, Berlin 1979.
- ZOUBEK, V., FIALA, J., VAŇKOVÁ, V., MACHART, J. & STETTNER, G.: Moldanubian region. – In: V. ZOUBEK (Ed.): *Precambrian in Younger Fold Belts*, Chichester – New York – Toronto (John Wiley and Sons) 1988.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 2. Dezember 1990.



Lithostratigraphische Untersuchungen an jungtertiären Molassesedimenten am Nordrand der Taufkirchener Bucht (Oberösterreich)

Von STEFAN SALVERMOSER & WILFRIED WALSER*)

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

*Oberösterreich
Molassezone
Obere Süßwassermolasse
Süßbrackwassermolasse
Innviertler Gruppe
Sedimentpetrologie
Lithostratigraphie
Schwermineralanalyse
Tonmineralanalyse*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 12, 13, 29, 30*

Inhalt

Zusammenfassung	135
Abstract	136
1. Einleitung	136
2. Geologischer Überblick	136
3. Sedimentpetrologische Methoden	136
3.1. Schwermineralanalyse	136
3.2. Tonmineralanalyse	137
3.3. Differential-Thermo-Analyse	137
3.4. Chemische Analyse	138
4. Schichtenfolge	138
4.1. Tongrube bei Zwickledt	138
4.2. Rittsteiger Schichten	139
4.3. Liegendsande	140
4.4. Pitzenberg-Schotter	141
4.5. Steinberg-Schotter	143
4.6. Schotter von Asing	144
5. Schlußfolgerungen	145
Dank	146
Literatur	146

Zusammenfassung

In einem etwa 90 km² umfassenden Gebiet nordöstlich von Schärding, am Nordrand der Taufkirchener Bucht (Oberösterreich) konnte für die petrographisch bisher noch kaum untersuchten tertiären Sedimente der Oberen Süßwassermolasse (OSM) mit Hilfe verschiedener sedimentpetrologischer Untersuchungen eine neue lithostratigraphische Gliederung erarbeitet werden.

Diese Gliederung umfaßt als tiefste Einheit die Rittsteiger Schichten (Oberes Ottnangien bis Karpatien) die als Stillwasserablagerungen in Randsenken am Südrand des Moldanubikums sedimentiert wurden. Die limnisch-fluviatilen Pelite von Zwickledt können aufgrund ihrer Lithologie mit den limnischen Süßwasserschichten (Oberes Ottnangien) im östlichen Niederbayern korreliert werden. Sie bilden die limnischen Äquivalente der brackischen Oncophora-Schichten.

Eine wesentliche Neugliederung stellt die Unterteilung der mittel- bis obermiozänen grobklastischen Ablagerungen in drei sich deutlich voneinander unterscheidende Einheiten dar. Als älteste Einheit treten dabei die Liegendsande (Karpatien bis oberes Badenien) auf, die lokal infolge der Zusammenschwemmung von Zersatzdecken des Moldanubikums entstanden sind. Darüber folgt der alpin geschüttete Pitzenberg-Schotter (Oberes Badenien bis tieferes Sarmatien), der einer intensiven postsedimentären Kaolinverwitterung ausgesetzt war und infolgedessen einen ausgesprochenen Restschottercharakter aufweist. Es bestehen deutliche Übereinstimmungen mit dem Quarzrestschotter Ostniederbayerns. Aufgrund vergleichbarer Lithologie ist der Steinberg-Schotter mit dem Pitzenberg-Schotter zu korrelieren, obwohl ihre Schotterbasen infolge tektonischer Verstellungen mit Sprunghöhen von bis zu 50 m deutlich differieren. Bei der Bildung der Schotter von Asing (Oberes Sarmatien bis Pannonien), der die jüngste Einheit bildet, hat eine primäre moldanubische Schüttung den älteren Pitzenberg-Schotter mitaufgearbeitet. Dieser Bildungsmechanismus stellt eine Äquivalenz zur Mischserie im östlichen Niederbayern dar.

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. STEFAN SALVERMOSER, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München; Dipl.-Geol. WILFRIED WALSER, Buchauerstr. 77, D-7953 Bad Schussenried.

Lithostratigraphic Investigations of Younger Tertiary Molasse Sediments on the Northern Border of the Taufkirchener Bucht (Upper Austria)

Abstract

A new lithostratigraphic concept is introduced concerning the tertiary sediments of the Obere Süßwassermolasse. The area of investigation covers about 90 km² at the northern border of the Taufkirchener Bucht (Upper Austria).

The lowerst stratigraphic unit comprises the Rittsteiger Schichten (Upper Ottnangien to Karpatien), that are quiet-water sediments filled in marginal depressions at the southern border of the Bohemian Massif. The limnic-fluvial clays of Zwickledt are correlated to the Limnische Süßwasserschichten (Upper Ottnangien), that are spread in the eastern part of Lower Bavaria, because of their lithologic conformity. They represent the limnic equivalents of the brackish Oncophora-Schichten.

An essential classification is the division of the Middle- to Upper Miocene coarsegrained sediments in three well distincted units. The oldest unit are the Liegendsande (Karpatien to Upper Badenien) which are originated in a local depositional system. The detrital source is to find in weathered metamorphic rocks of the Bohemian Massif. Next unit is the Pitzenberg-Schotter (Upper Badenien to Sarmatien). It was submitted to an extensive weathering and kaolinization that lead to the same depositional history as shown in the Quarzrestschotter of Lower Bavaria. The Steinberg-Schotter is correlated with the Pitzenberg-Schotter because of lithologic consent. The basic surface between the gravel deposits differ of about 50 m in consequence of a tectonic shift. The third unit is the Schotter of Asing (Upper Sarmatien to Pannonien). Its mechanism of formation, equal to the Mischserie of Lower Bavaria is a debris pour of moldanubic origin that had reworked the older Pitzenberg-Schotter.

1. Einleitung

Das Untersuchungsgebiet liegt südöstlich des Zusammenflusses von Inn und Donau und gehört landschaftlich zu dem zwischen Schärding und Eferding gelegenen Sauwald (Oberösterreich). Im Rahmen von Diplomkartierungen und Diplomarbeiten der beiden Autoren wurde ein Gebiet mit einer Gesamtfläche von ca. 90 km² bearbeitet. Es umfaßt Teile der Kartenblätter Passau (12), Schärding (29), Enghartzell (13) und Neumarkt i.H. (30).

Die tertiären Sedimente, die großteils als isolierte Sedimentdecken dem Kristallin der Böhmisches Masse auflagern, wurden von früheren Bearbeitern des Gebietes wie F. WIESER (1964), G. FUCHS & O. THIELE (1968) und O. THIELE (1987) nur grob kartiert. Eine detaillierte, jedoch nicht flächendeckende Kartierung liegt von W. FUCHS (1965) vor.

In dieser Arbeit wurden die Sedimente im Gelände, zum Teil unter Einsatz des Bohrstockes, genau auskartiert und durch Schwermineralanalyse, Tonmineralanalyse (R.D.A. und D.T.A.), chemische Analyse (R.F.A.), Korngrößenanalyse und lichtmikroskopische Untersuchungen lithologisch charakterisiert und gegeneinander abgegrenzt. Die chronostratigraphische Einordnung der Sedimente erfolgte unter anderem durch Vergleiche mit den bisher besser untersuchten Vorkommen im östlichen Niederbayern. Erschwerend für diese Arbeit war das Fehlen durchgehender Profile, in denen Abfolgen zweier oder mehrerer Formationen geschlossen auftreten. Außerdem kommen die Sedimente einerseits, wie z.B. die Liegendsande, nur in einem sehr lokalen Rahmen vor während sie andererseits, wie z.B. die Pitzenberg-Schotter, in einem größeren regionalen Zusammenhang auftreten.

Es soll hiermit also das Konzept einer neu erarbeiteten lithostratigraphischen Feingliederung im behandelten Raum dargestellt werden.

2. Geologischer Überblick

Geologisch liegt das Untersuchungsgebiet im Grenzbereich zwischen dem Kristallin der Böhmisches Masse im Norden und der Oberösterreichischen Molasse-

zone, deren Sedimente von der Taufkirchener Bucht aus, auf das kristalline Grundgebirge übergreifen.

Im nördlichen Teil des behandelten Raumes bildet das kristalline Grundgebirge eine Hochfläche, der nur noch isolierte Sedimentdecken aufliegen (Abb. 1). Diese limnisch-fluviatilen Sedimente der Oberen Süßwassermolasse (OSM) wurden bei zunehmender Verlandung vom Karpatien bis Pannonien, in der "Nachphase" der eigentlichen Molassezeit, abgelagert. Sie stellen einerseits Relikte der jungtertiären grobklastischen Schüttungen aus dem Alpenraum dar, andererseits handelt es sich um limnisch-fluviatile Sedimente moldanubischer Herkunft.

Im Süden des Arbeitsgebietes, im nördlichsten Teil der Taufkirchener Bucht, treten weit nach Norden, auf das Kristallin der Böhmisches Masse vorstoßende, untermiozäne Sedimente des Ottnangiens auf. Hier kamen neben Grobsanden (Fossilreiche Grobsande) hauptsächlich Tonmergel der Innviertler Gruppe unter flachmarinen Bedingungen zur Ablagerung. Infolge einer den gesamten oberösterreichischen und niederbayerischen Raum erfassenden Regression wurden im oberen Ottnangien außerdem Schichten der Süßbrackwassermolasse (SBM) abgelagert, von denen aufgrund der starken Erosion aber nur noch geringe Reste erhalten geblieben sind. Im westlich angrenzenden Niederbayern sind die brackischen Schichtfolgen sowie die klastischen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) noch vollständiger erhalten als in Oberösterreich.

3. Sedimentpetrologische Methoden

3.1. Schwermineralanalyse

Aus den Sedimentproben wurde zunächst durch Naßsiebung die Fraktion 0,063–0,2 mm gewonnen. Nach der anschließenden Trocknung erfolgte die Schwerentrennung mittels 1,1,2,2-Tetrabromäthan (D = 2,96). Mit den so isolierten Schwermineralien wurde ein Streupräparat angefertigt. Als Einbettungsmittel diente Caedax (n = 1,54). Mit dem Polarisationsmikroskop erfolgte anschließend die Identifizierung der Schwermineralien. Zur quantitativen Bestimmung wurden mit Hil-

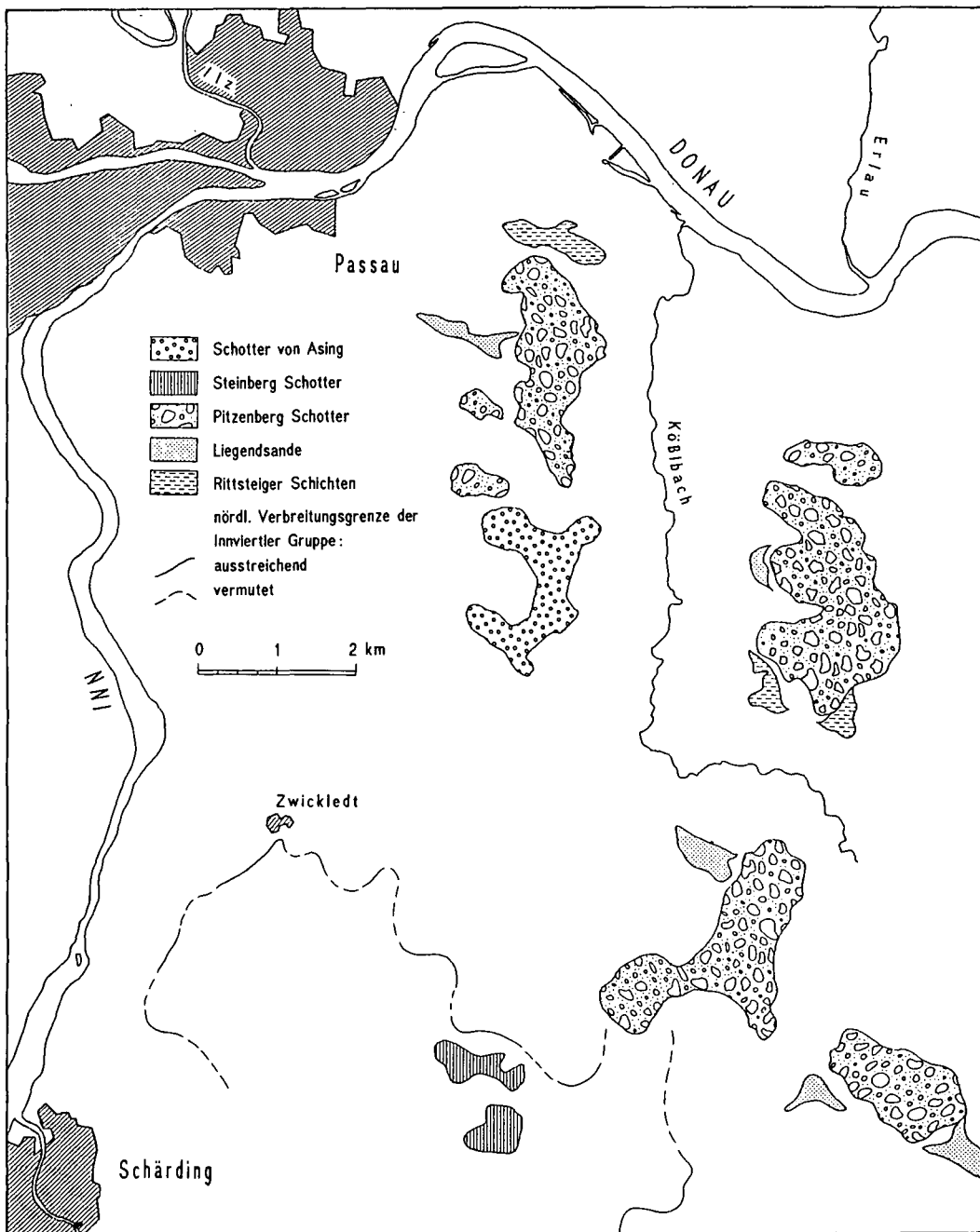


Abb. 1. Geologische Übersicht der tertiären Sedimente am Nordrand der Taufkirchner Bucht im bearbeiteten Gebiet. Zusammengestellt nach eigenen Ergebnissen und für die Verbreitungsgrenze der Innviertler Gruppe z.T. nach H.J. UNGER & W. BAUBERGER (1985).

fe eines Kreuztisches 250–300 durchsichtige Schwerminerale ausgezählt, die entlang von parallelen Schnittlinien durch das Fadenkreuz wanderten. Opake Körner wurden ebenfalls ausgewertet, aber nur quantitativ erfaßt. Durchsichtige und opake Körner sind in ihrem gegenseitigen Verhältnis berechnet.

3.2. Tonmineralanalyse

Die pelitischen Bestandteile der Sedimente wurden durch Röntgendiffraktometeranalyse mit Hilfe des Zählrohr-Interferenz-Goniometers bestimmt. Die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ wurde durch Naßsiegung gewonnen und anschließend bei 60°C getrocknet. Danach wurden 5–10g des Probenmaterials $< 63 \mu\text{m}$ im Mörser gemahlen und in $0,01 \text{ n NH}_4\text{OH}$ -Lösung zur Dispergierung 24 Stunden geschüttelt. Anschließend erfolgte die Gewinnung der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ durch Sedimentationsanalyse mit der Pipettenmethode. Schließlich wurde die so gewonnene Suspension mit Druckfiltergeräten abfiltriert.

Zur Identifizierung der Tonminerale wurden dann pro Probe je drei verschiedene Textur-Präparate hergestellt.

Zur Herstellung des Wasserpräparates wurde der gewonnene Rückstand mit Wasser aufgenommen und mit einer Pipette auf einen Objektträger aufgebracht.

Durch 2–3-stündiges Erhitzen des Wasserpräparates bei 560°C erhielt man das gebrannte Präparat.

Zur Herstellung des Glycerin-Präparates wurde der Rückstand mit 10 Vol.-%-iger Glycerin-Lösung aufgenommen und auf Objektträger aufgebracht.

3.3. Differential-Thermo-Analyse

Bei der D.T.A. werden Wärmereaktionen bei stetiger Aufheizung oder Abkühlung eines Minerals oder Mineralgemisches im Vergleich zu einer Inert-Substanz gemessen. Es wurden hierbei 100 mg Probe von 20°C auf 1050°C mit einer Geschwindigkeit von 10°C pro Minute

aufgeheizt. Als Inert-Substanz wurde totgebrannter Korund verwendet. Zur Auswertung der D.T.A.-Diagramme dienten Vergleichsaufnahmen aus der Literatur (R.C. MACKENZIE, 1957).

3.4. Chemische Analyse

Die Bestimmung der Hauptelemente der Tone wurde mittels energiedispersiver Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) durchgeführt. Die Proben wurden einem Schmelzaufschluß unterzogen. Die Messung der Schmelzpillen erfolgte an einem Röntgenfluoreszenzspektrometer der Firma EG&G-Instruments (ORTEC) (Typ Tefa 6111 mit 32k-PDB-11/04 und Floppy-Disk). Die Analysenberechnung wurde mit dem EDV-Programm CS 70 und CS 77 (K. WEBER-DIEFENBACH, 1979) unterstützt.

4. Schichtenfolge

4.1. Tongrube bei Zwickledt

Bei der Ortschaft Zwickledt befindet sich eine stillgelegte Tongrube, die bereits eine eingehende Bearbeitung durch H.J. UNGER (1984a) erfahren hat. Es ist dort eine etwa 10 m mächtige limnisch-fluviatile Abfolge unterschiedlich gefärbter Pelite aufgeschlossen, in die zum Hangenden hin gelbbraune Sande eingelagert sind. Das Liegende bilden marine Tonmergel der Innviertler Gruppe, die, nach freundl. mündl. Mitt. von Dr. W. WENGER (Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft) aufgrund ihrer Mikrofauna dem mittleren Ottngangien in seiner typischen flachmarinen Ausbildung und nicht wie H.J. UNGER (1984a) beschreibt, dem Unteren Ottngangien angehören.

Über den marinen Sedimenten setzen dann bei +450 mNN die limnisch-fluviatilen Pelite ein. Petrographisch handelt es sich dabei um carbonatfreie Mittel- bis Grobschluffe mit deutlichem Tongehalt und einem leichten Feinsandanteil. Sie sind bunt gefärbt, wobei sich die dunkleren Farbtöne auf den tieferen Aufschlußbereich beschränken. In den obersten Metern sind den Schluffen dm-mächtige, feldspatführende Mittel- bis Grobsande zwischengelagert.

Geochemisch unterscheiden sich die Pelite von Zwickledt gegenüber den Peliten der Rittsteiger Schichten hauptsächlich durch einen erhöhten MgO-Gehalt und einen deutlich niedrigeren Gehalt an Al_2O_3 (Tab. 1). Dies ist auf die unterschiedliche tonmineralogische Zusammensetzung der Sedimente zurückzuführen.

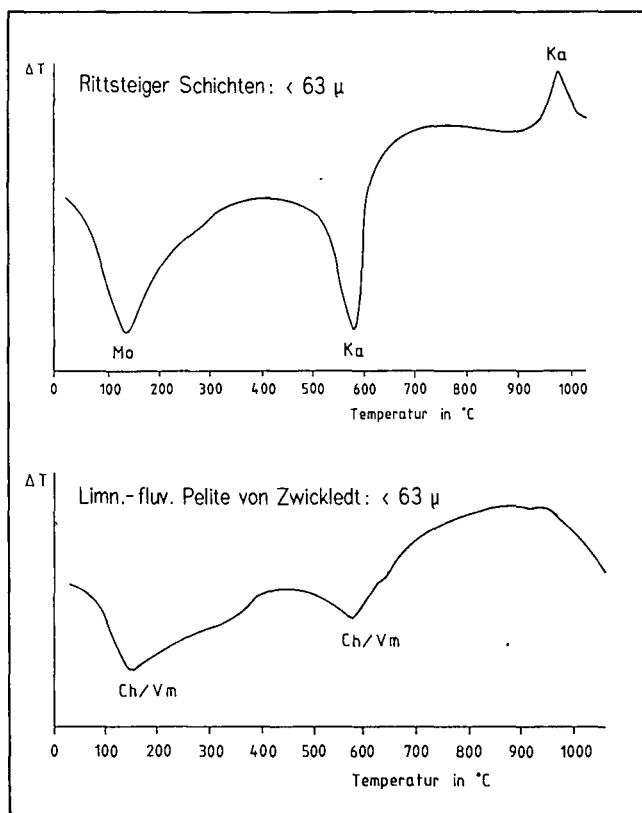


Abb. 2. Differential-Thermo-Analysen an der Pelitfraktion der Rittsteiger Schichten bei Freinberg und der Limnischen Süßwasserschichten von Zwickledt. Mo = Montmorillonit; Ka = Kaolinit; Ch/Vm = Chlorit/Vermiculit.

Bei der Tonmineralanalyse konnte in den limnisch-fluviatilen Peliten ein mixed-layer-Mineral identifiziert werden. Aufgrund der Röntgenreflexe handelt es sich um ein Chlorit/Vermiculit-Wechselagerungsmineral (T. HOLTZAPFEL, 1985). Gestützt wird diese Ansprache zusätzlich durch den Verlauf der D.T.A.-Kurve, in der das quellfähige Tonmineral durch zwei endotherme Ausschläge bei 150°C (Abgabe des Zwischenschichtwassers) und bei 580°C (Abgabe des im Kristallgitter gebundenen Hydroxylwassers) angezeigt wird (Abb. 2). Chlorit/Vermiculit-Wechselagerungsminerale entstehen als Zwischenstufe bei der verwitterungsbedingten Umwandlung von Chlorit in Vermiculit (G. MILLOT, 1970). Nach R. HEROLD (1970) ist Chlorit in unverwitterten, feinklastischen Sedimenten als detritisches Mineral alpiner Herkunft enthalten. So könnte das durch Verwitterung aus einem Chlorit entstandene mixed-layer-Mineral auf einen alpinen Einfluß hindeuten.

Es konnten weder Kaolinit noch Montmorillonit, die in den Rittsteiger Schichten die vorherrschenden Tonminerale bilden (vgl. Kap. 4.2.), nachgewiesen werden.

Tabelle 1. Gehalte der Hauptelemente in den feinklastischen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet.

	Sum.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Glühverl. (% c)
Rittsteiger Schichten (< 2μ) Freinberg	98,851	52,81	32,83	9,10	0,98	0,62	0,09	1,05	1,322	0,036	0,013	13,54
Rittsteiger Schichten (< 2μ) Oberzellberg	99,494	47,94	36,87	9,61	1,23	0,60	-	1,50	1,395	0,079	0,270	15,55
Limn. Süßwasserschichten (< 2μ) Zwickledt	100,285	54,27	26,15	10,36	2,64	1,06	0,78	3,32	1,038	0,613	0,054	12,79

Die limnisch-fluviatilen Pelite von Zwickledt unterscheiden sich auch in der granulometrischen Zusammensetzung deutlich von den Rittsteiger Tonen. So trägt der Anteil der Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) in den Rittsteiger Tonen 40–55 % gegenüber nur 20 % Tonanteil ($< 2 \mu\text{m}$) in den Peliten von Zwickledt.

Somit kann es sich aufgrund der geochemischen, tonmineralogischen und granulometrischen Unterschiede nicht, wie H.J. UNGER (1984a) annimmt, um Äquivalente der Rittsteiger Schichten handeln.

In der Schwermineral-Zusammensetzung zeigen die Pelite der limnisch-fluviatilen Abfolge im Mittel ein Staurolith-(Disthen)-Hauptmaximum (Tab. 2). Dieses Hauptmaximum könnte nach R. ROETZEL & H. KURZWEIL (1986) durchaus auf ein moldanubisches Liefergebiet zurückzuführen sein. Eine bemerkenswerte vertikale Entwicklung ist jedoch in der Zusammensetzung der Nebenmaxima festzustellen. So zeigt sich in den basalen Teilen ein deutlicher Einfluß der alpinen Granat-Epidot-Hornblende-Assoziation, die auch in den liegenden marinen Tonmergeln vorherrscht. Zum Hangenden hin nimmt der alpine Schwermineralanteil konstant ab und es entwickelt sich allmählich eine Zirkon-Monazit-Schüttung. Die Sandeinschlufungen zeigen generell eine reine Zirkon-Monazit-Assoziation und weisen somit auf ein moldanubisches Liefergebiet hin. Ähnliche Schwermineralverteilungen, wie sie in den basalen Teilen der limnisch-fluviatilen Pelite auftreten, ermittelte H.K. ZÖBELEIN (1940) in den limnischen Süßwasserschichten Ostniederbayerns, deren alpine Herkunft er damit belegen konnte. Das Schwermineralspektrum der Pelite von Zwickledt weicht allerdings insofern von der durchschnittlichen Schwermineralverteilung der limnischen Süßwasserschichten ab, als zum Hangenden hin in zunehmendem Maße ein moldanubischer Einfluß sichtbar wird. Dies ist aber für die Bereiche der limnischen Süßwasserschichten, die in Kristallinrandnähe abgelagert wurden nichts außergewöhnliches (vgl. H.J. UNGER 1984a).

Neben dem Schwermineralspektrum machen auch die Lagerungsverhältnisse im Hangenden der marinen Tonmergel der Innviertler Gruppe eine Zugehörigkeit zu den limnischen Süßwasserschichten, die als limnische Äquivalente der Oncophora-Schichten gelten, wahrscheinlich. So ergibt sich aufgrund dieser Parallelisierung eine zeitliche Einstufung ins Ober-Ottnangien.

4.2. Rittsteiger Schichten

Am Südrand des Moldanubikums, von Regensburg bis Passau, kamen an zahlreichen Stellen mittel- bis obermiozäne Braunkohlentone zur Ablagerung. Nach den von L. SEITNER (1977) durchgeführten Untersuchungen an den Kohle-tonen bei Rittsteig, wurde für die Vorkommen der Braunkohle-tonen im Passauer Raum allgemein die Bezeichnung Rittsteiger Schichten in die Literatur übernommen.

Im Untersuchungsgebiet erstrecken sich die Rittsteiger Schichten in einem etwa 1,3 km langen Streifen von Freinberg nach Neudling. Sie lagern dort bei +395 mNN unmittelbar dem Grundgebirge auf. Zwei kleinere Vorkommen finden sich weiter östlich bei Ringholz und Oberzeilberg in einer Höhe von +480 mNN bzw. +490 bis +520 mNN.

Petrographisch handelt es sich um stark tonige Schluffe mit leichtem Fein- bis Mittelsandgehalt oder

um schluffig-feinsandige Tone, in die häufig gelbbraune, stellenweise auch weißgraue Mittel- bis Grobsande eingeschaltet sind. Die Tone sind meist graublau bis dunkelgrau gefärbt, seltener treten auch hellgraue und rötliche Farbtöne auf. In der Feinsandfraktion sind Quarz und Glimmer vorherrschend. Außerdem treten Mikroklin sowie akzessorisch Graphitkörner, welche auf die Graphitgneise der näheren Umgebung zurückzuführen sind, auf. Für das Freinberger Vorkommen beschreibt O. FRIZ (1908) „Torf, Moorerde und kohlige Beimengungen“, welche das Sediment durchsetzen. Geringmächtige Braunkohleflöze konnte hier auch J. STADLER (1925) beobachten. Nach beiden Autoren ist diese „lignitisch“ (Anm.: i.e. xylitisch) ausgebildet. Die Kohle ist stark durch kiesige Beimengungen, hauptsächlich faserigen Markasit, verunreinigt. Zur Zeit der Geländetätigkeit konnte weder obertägig noch im Bohrstock inkohlte Substanz nachgewiesen werden.

Eine Röntgenstrukturanalyse der kohlefreien, tonigen Schluffe zeigt bei den häufigeren Erzmineralien in der Feinsandfraktion ein Vorherrschen von Ilmenit (67 %) vor Magnetit (10 %) und Pyrit (7 %). Nach den chemischen Analysen zeigen die Tone einen relativ hohen Fe_2O_3 -Gehalt der eine feinkeramische Verwendung ausschließt (Tab. 1).

Die Tone bestehen hauptsächlich aus Kaolinit und Montmorillonit (zusammen ca. 90 % in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$), welche je nach Probe, wechselweise in unterschiedlich hohen Anteilen auftreten. Außerdem tritt untergeordnet Illit/Muskovit (ca. 10 % in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$) auf. Der Mineralgehalt der Pelite entspricht somit in qualitativer und quantitativer Hinsicht der charakteristischen Zusammensetzung der Rittsteiger Tone (vgl. M. SALGER in H. J. UNGER, 1984a).

Die mit dem Röntgendiffraktometer ermittelten Tonmineralzusammensetzungen werden durch die D.T.A.-Kurven (Abb. 2) bestätigt. Der Montmorillonit zeigt im D.T.A.-Diagramm eine starke endotherme Reaktion bei 130°C , welche nach R.C. MACKENZIE (1957) der Abgabe des Zwischenschichtwassers entspricht. Der Kaolinit zeigt einen endothermen Hauptausschlag bei 580°C , der auf die Abgabe des im Kristallgitter gebundenen Hydroxylwassers zurückzuführen ist. Außerdem folgt bei 970°C eine exotherme Reaktion, welche nach R.C. MACKENZIE (1957) durch die Bildung von Mullit und/oder $\tau\text{-Al}_2\text{O}_3$ verursacht wird.

Der Großteil des Kaolinitis und Montmorillonits in den Tonen ist als Detritus aus den Zersatzdecken des Kristallins der Böhmisches Masse herzuleiten, welche nach M. SALGER (in H.J. UNGER, 1984a) neben Kaolinit auch wesentliche Anteile an Montmorillonit enthalten. Nur ein geringer Anteil dürfte durch in-situ-Verwitterung gebildet worden sein.

Das Schwermineralbild wird von einem Monazit-Zirkon-Hauptmaximum bestimmt. Desweiteren finden sich erhöhte Gehalte an Disthen, Rutil und Turmalin. Als Nebengemengteile treten außerdem Andalusit und Epidot auf (Tab. 2). Die ZM-Schüttungen mit Zirkon-Vormacht sind nach W.-D. GRIMM (1965) aus dem Kristallin der Böhmisches Masse herzuleiten. Auch das schon erwähnte Auftreten von Magnetit spricht für moldanubischen Detritus (H.K. ZÖBELEIN, 1940; W.-D. GRIMM, 1965). Bemerkenswert ist der äußerst niedrige Schwermineralanteil im Sediment. Dies ist auf eine gravitative Selektion aus der Suspension zurückzuführen, da die Schwermineralien infolge ihres hohen spezifischen Ge-

wichts den Ablagerungsraum des Stillwasserbereiches zum großen Teil nicht erreichen konnten.

Aufgrund der Lagerungsverhältnisse sowie der auffallend guten Übereinstimmungen im Leichtmineral-, Tonmineral- und Schwermineralbestand, können die bearbeiteten Sedimente den ostniederbayerischen Rittsteiger Schichten des Oberen Ottnangiens bis Karpatis zugeordnet werden. Die limnisch-fluviatilen Sedimente sind über eine vertikale Spannweite von über 100 m verbreitet. Die Mächtigkeiten der einzelnen Vorkommen erreichen im Gegensatz dazu aber maximal 50 m. Ähnliche Geländebefunde wurden von H.J. UNGER (1984a) westlich des Inns gemacht. Dies führt zu der Annahme, daß der sedimentäre Ablagerungsraum nicht aus einem System zusammenhängender Urtäler bestanden hat, die entlang dem Südrand des Bayerischen Waldes existierten (sensu W. KLÜPFEL, 1923), sondern daß vielmehr an eine Vielzahl von isolierten, eng begrenzten Senken des Moldanubikums zu denken ist, in denen die Sedimente abgelagert wurden.

4.3. Liegendsande

Im Liegenden der Pitzenberg-Schotter streichen an mehreren Stellen fluviatile Sande aus, die ihrer lithologischen Merkmale wegen als eigene Sedimentations-einheit betrachtet werden müssen.

Das im folgenden als Liegendsande bezeichnete Sediment lagert bei Höh um +420 mNN, bei Ludham um +505 mNN, bei Gersdorf und Reikersham um +490 mNN sowie bei Ficht um +515 mNN. Die Basisfläche der Sande ist stark schwankend. Dies ist auf das präsedimentäre Relief des kristallinen Grundgebirges, dem die Sande unmittelbar aufliegen, zurückzuführen.

Es handelt sich um weißgraue, abschnittsweise auch gelbbraune, im cm- bis dm-Bereich intensiv geschichtete Mittel- bis Grobsande mit teilweise beträchtlichem Feinkiesanteil. Hin und wieder sind dünne Tonlinsen, stellenweise auch resedimentierte Pelitklasten den Sanden eingelagert. Desweiteren sind die Liegendsande als intensiv gelb gefärbte, homogene Fein- bis Mittelsande ausgebildet. Der Leichtmineralbestand setzt sich im wesentlichen aus Quarz, Muskovit, teilweise chloritisiertem Biotit sowie Mikroklin zusammen. Durch die hohe Feldspatführung erhalten einzelne Lagen ein arkoseartiges Aussehen.

Im Schwermineralspektrum zeigen die Liegendsande stets ein extremes Zirkon-Hauptmaximum, das im Aufschluß bei Reikersham einen Spitzenwert erreicht. Ein Nebenmaximum bilden die Mineralien Monazit-Andalusit-Sillimanit. Kennzeichnend für das Sediment ist außerdem ein sehr hoher Gehalt an Mineralien der Opaqgruppe (Tab. 2). Die Schwermineralverteilung spricht eindeutig für ein moldanubisches Liefergebiet. Alpine Einflüsse konnten in keiner Schwermineralprobe festgestellt werden.

Aufgrund der Geländebefunde sowie der schwermineralanalytischen Untersuchungen können die jungtertiären Sande und Kiese im Untersuchungsgebiet, die

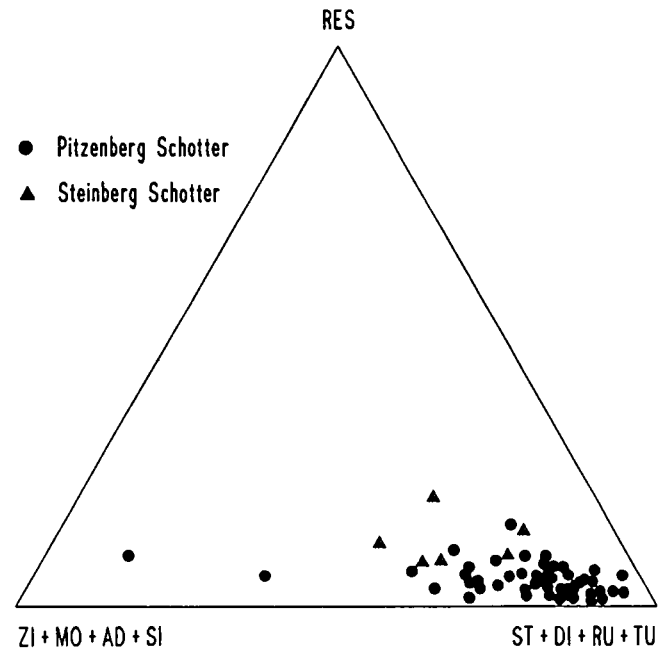
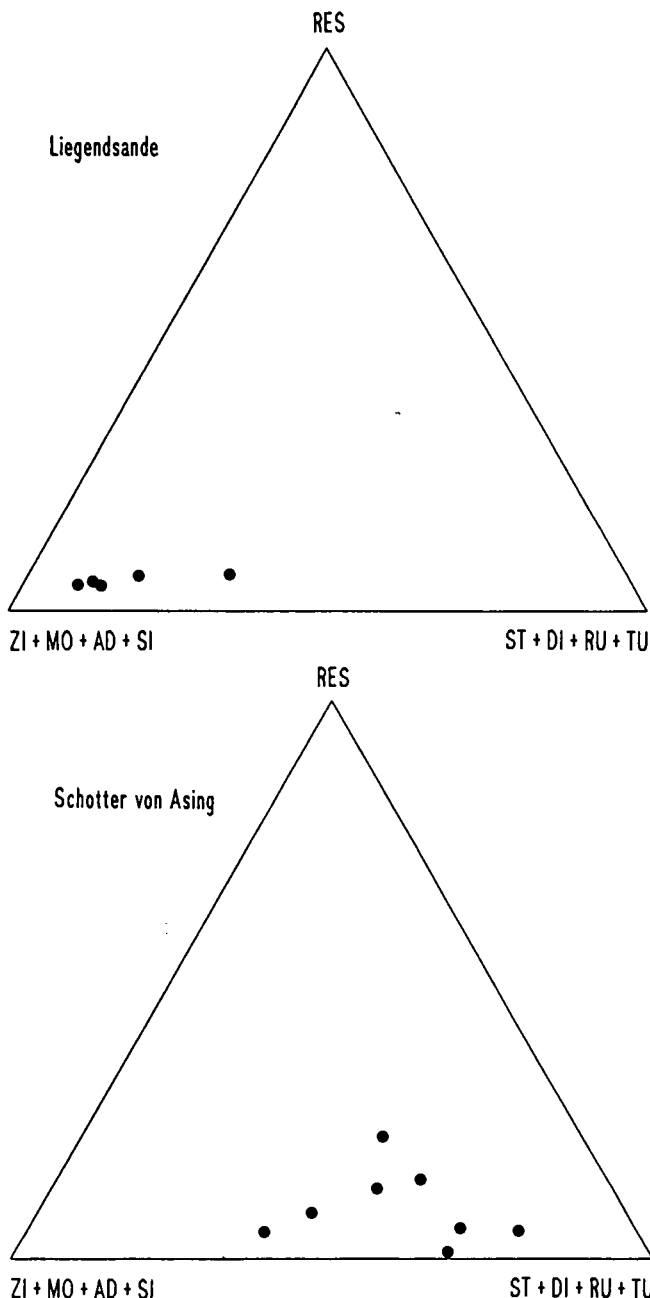


Abb. 3. Die Schwermineralverteilung der grobklastischen Ablagerungen im Dreieck (Zirkon + Monazit + Andalusit + Sillimanit) - (Staurolith + Disthen + Rutil + Turmalin) - RES (alle übrigen Schwerminerale).

bisher als eine geschlossene Sedimentationseinheit (O. THIELE, 1987) angesehen wurden, in Liegendsande, Pitzenberg-Schotter/Steinberg-Schotter und Schotter von Asing dreigeteilt werden (Abb. 3).

Die Liegendsande stellen die stratigraphisch älteste Einheit davon dar. Sie sind das Ergebnis einer regionalen Zusammenschwemmung der Zersatzdecken des moldanubischen Grundgebirges. Wie die Kartierung eines größeren geschlossenen Vorkommens um Ludham gezeigt hat, kann eine Entwässerungsrichtung in südliche- bis südöstliche Richtung, dem Abfall des Kristallins der Böhmisches Masse folgend, angenommen werden. Ob diese Zusammenschwemmung der Verwitterungsdecken lokal im unmittelbaren Vorfeld der Pitzenberg-Schotter-Sedimentation zu sehen ist oder ob ein Zusammenhang mit dem Auswaschungstertiär*) von W. KLÜPFEL (1923) besteht, kann nicht endgültig beantwortet werden.

Die Lagerungsverhältnisse zum einen im Hangenden der Rittsteiger Schichten, zum anderen im Liegenden des Pitzenberg-Schotters engen die Aussage hinsichtlich des Sedimentationsalters der Liegendsande auf die Zeit zwischen tieferem Karpatien bis oberem Badenien ein.

4.4. Pitzenberg-Schotter

Weite Verbreitung finden im Untersuchungsgebiet weißgraue Fein- bis Grobkiese, die einen ausgesprochenen Restschottercharakter aufweisen. Die nach ihrer Typuslokalität am Pitzenberg bei Münzkirchen benannten Schotter müssen infolge ihrer identischen Ausbildung und der korrelierbaren Höhenlage als Äquivalente der ostniederbayerischen Quarzrestschotter betrachtet werden. Die jungtertiären Pitzenberg-Schotter liegen über große Bereiche unmittelbar dem Grundgebirge auf. Sie bilden keine zusammenhängende Sedimentdecke, sondern sind in mehreren isolierten Arealen verbreitet, zwischen denen das kristalline Grundgebirge auftritt. Die Basis der grobklastischen Sedimente senkt sich deutlich von Süden nach Norden bzw. Nordwesten. So lagern die Schotter im Süden bei Einödhausen um +530 mNN, im Gebiet um den Pitzenberg bei +510 mNN, im Norden nahe Esternberg bei +485 mNN und im Nordwesten bei Freinberg in einer Höhe von +460 mNN. Da die Schotter diskordant auf das schon vorgeformte Mittelgebirgsrelief der Böhmisches Masse geschüttet wurden, kann die Schotterbasis auch über kürzere Entfernungen beträchtlich variieren. Größere Kristallinauftragungen konnten vorallem bei Oberzeilberg sowie zwischen Prackenberg und Pieredt festgestellt werden. Das starke präsedimentäre Relief bei Prackenberg und Pieredt ist auch mittels einer refraktionsseismischen Untersuchung von H.M. MAURITSCH (1976) belegt. In zwei Schußpunktprofilen ist ein durch die Schotter plombierter "Talzug" zu erkennen, dessen Flanke auf 150 m horizontaler Entfernung um 40 m Höhendifferenz einfällt. Durch eine Brunnenbohrung der Gemeinde Esternberg zwischen Ober- und Unterkies-

ling ist eine maximale Mächtigkeit der Schotter von 56 m nachgewiesen.

Die Pitzenberg-Schotter zeigen infolge einer tiefgründigen Verwitterung einen ausgesprochenen Restschotter-Charakter. So setzt sich das Geröllspektrum zu 92–100 % aus Quarzen und Quarziten zusammen. Untergeordnet konnten Gneise, Granite, Amphibolite, rote quarzitisches Sandsteine, Lydite, Radiolarite und Brekzien festgestellt werden. Kristallingerölle und andere weniger widerstandsfähige Gerölle sind meist völlig kaolinisiert. Diese intensiv verwitterten Gerölle beweisen, daß die Pitzenberg-Schotter infolge einer in-situ-Verwitterung aus einem Vollschotter hervorgegangen sind, da sie bei einer mechanischen Umlagerung zerrieben worden wären (vgl. W.-D. GRIMM, 1957). Auch die Schwermineral- und Tonmineralverteilung zeigen die intensive Verwitterung des Sediments.

Die Schotter weisen einen deutlichen Wechsel der Korngrößen im Vertikalprofil auf. Es treten Fein- bis Mittelkiese, Mittel- bis Grobkiese und auch ausgesprochene Grobschotterlagen, die Gerölle mit bis zu 30 cm Durchmesser führen, auf. Sande sind nur untergeordnet in die Kiese eingeschaltet (Abb. 4). Das Zwischenmittel ist zumeist mittel- bis grobsandig, zeigt aber auch einen deutlichen Schluffgehalt. Trotz häufigerem Wechsel der Korngrößen im Profil sind interne Sedimentstrukturen zum großen Teil verwischt. Die Bearbeiter des ostniederbayerischen Quarzrestschotters, wie z.B. W.-D. GRIMM (1957), E. SCHAUERTE (1962) und H.J. UNGER (1984b) machen hierfür Setzungsvorgänge infolge der Materialabfuhr bei der Kaolinverwitterung verantwortlich. Generell ist im Vertikalprofil eine Zunahme der Korngröße von unten nach oben zu beobachten. Vorallem in den Aufschlüssen am Pitzenberg zeigen die weißgrauen Schotter eine intensive Durchhäderung mit kräftig rotorangen Bändern. Es ist anzunehmen, daß die färbenden Lösungen in Zusammenhang mit der Kaolinisierung des Schotters durch saure Verwitterungslösungen und der damit verbundenen Mobilisierung des Eisens aus den unverwitterten Fe-haltigen Mineralen (R. HEROLD, 1970) eingewandert sind. W.-D. GRIMM (1957) weist darauf hin, daß Färbungen dieser Art in Ostniederbayern im wesentlichen auf den Quarzrestschotterkomplex beschränkt sind. Eine deutliche Analogie zum ostniederbayerischen Quarzrestschotter stellt auch das Quarzkonglomerat dar. Es ist am Pitzenberg in einer in situ-Lagerung, einmalig östlich des Inns, im Hangenden der Schotter zu finden. Das Quarzkonglomerat stellt einen fossilen Einkieselungshorizont dar, der sich am Pitzenberg in einer Höhenlage von +559 mNN befindet. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 4 Metern. Es sind hauptsächlich Mittel- bis Grobkiese eingekieselte worden. Verkieselte Sandlagen treten am Pitzenberg nur selten auf. Der petrographische Bestand setzt sich ausschließlich aus Quarzen und Quarziten zusammen. Die untere Begrenzungsfläche zum unverfestigten Schotter ist stark gewellt. Das Quarzkonglomerat greift stellenweise zapfenartig in den unverfestigten liegenden Schotterkörper ein. Neben dem Einkieselungshorizont im Hangenden der Schotter finden sich auch einzelne leicht verfestigte oder verkieselte Bereiche innerhalb der oberen Partien des unverfestigten Schotters. Das Quarzkonglomerat ist außergewöhnlich zäh und zerspringt beim Zerschlagen durch die Gerölle hindurch. Die chemisch-mineralogischen Abläufe der Restschotterbildung und der

*) Der Begriff „Auswaschungstertiär“ wurde von W. KLÜPFEL (1923) geprägt und bezeichnet Sande mit reicher Feldspatführung sowie feine gelbe Glimmersande, die diskordant über den Tonen des Braunkohlentertiärs lagern. Entsprechende Lagerungsverhältnisse, ohne die Diskordanz nachweisen zu können, könnten im Bereich Freinberg-Höh vorliegen.

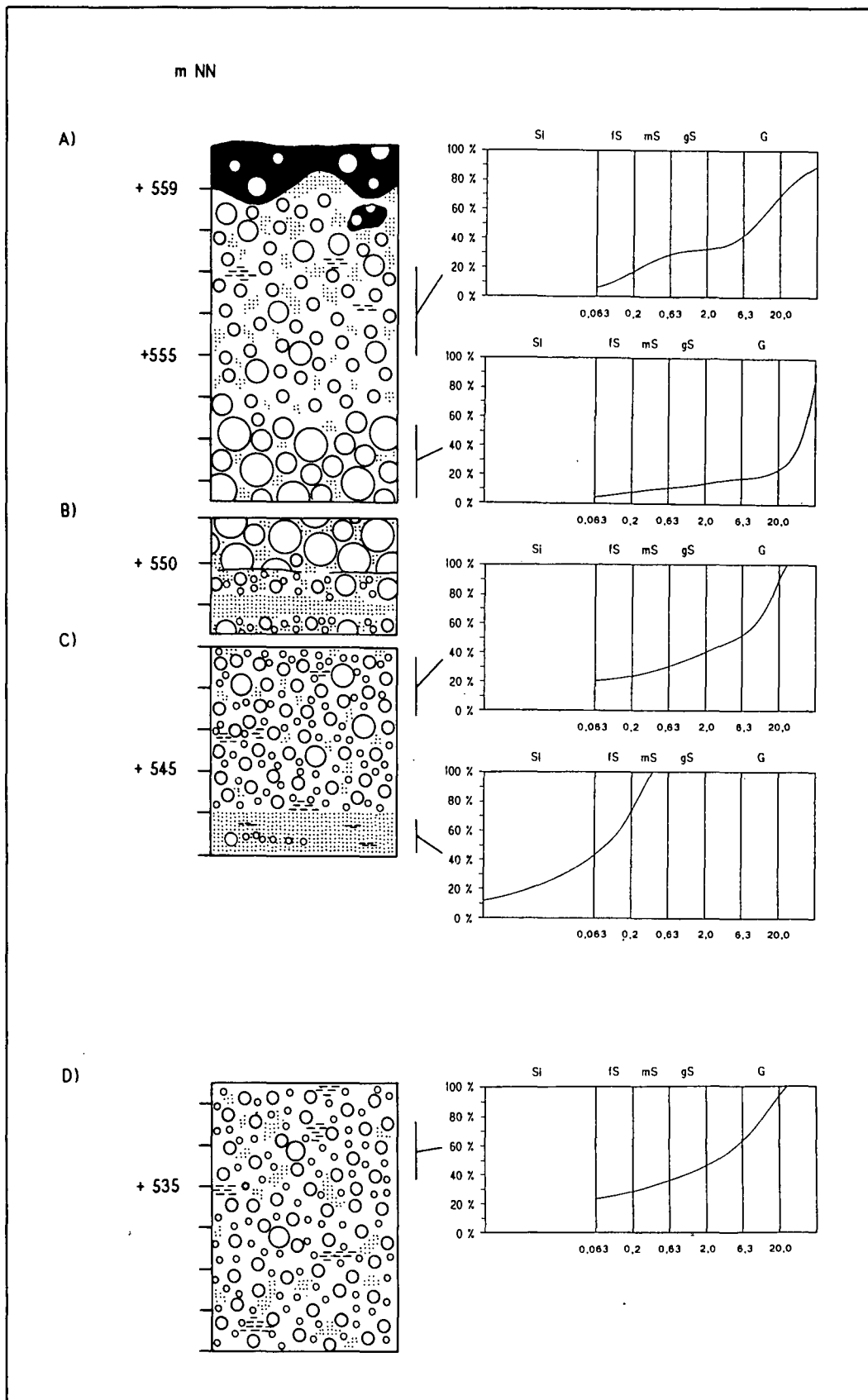


Abb. 4.
Korngrößenprofil des Pitzenberg-Schotters an der Typlokalität Pitzenberg, westlich von Münzkirchen, mit Quarzkonglomerat an der Oberkante des Schotters.
A = Sallinger Schottergrube; B = Englhäminger Schottergrube; C = südöstliche Grube am Pitzenberg; D = südwestliche Grube.

Entstehung des Quarzkonglomerats wie sie in Ostniederbayern analog zu beobachten sind, werden von H.-R. BERCHM (1969), R. HEROLD (1970), W.-D. GRIMM (1977) sowie H.J. UNGER (1984b) erläutert.

Die Pitzenberg-Schotter zeigen über das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg eine extrem starke Kaoli-

nisierung. In der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ des Schotter-Zwischenmittels sind bis zu 95 % Kaolinit enthalten. In der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ liegt der Kaolinitgehalt immer noch bei 60–65 %. Neben Kaolinit treten untergeordnet noch Illit/Muskovit und Quarz in der Tonfraktion auf. In einer Probe konnte außerdem ein sehr geringer Anteil eines

Tabelle 2.

Die Schwermineralspektren in den einzelnen lithostratigraphischen Einheiten im Untersuchungsgebiet.

Berechnet sind die Mittelwerte, angegeben in Kornprozent.

ZI = Zirkon; RU = Rutil; TU = Turmalin; AN = Anatas; DI = Disthen; ST = Staurolith; SI = Sillimanit; AD = Andalusit; EP = Epidot; GR = Granat; HB = Hornblende; MO = Monazit; SO = sonstige Schwerminerale; OP = opake Schwerminerale.

	ZI	RU	TU	AN	DI	ST	SI	AD	EP	GR	HB	MO	SO	OP
Rittsteiger Schichten n = 2	23,4	10,8	8,2	-	14,9	1,2	-	3,6	2,1	6,8	-	26,4	2,6	67,2
Limn. Süßwasserschichten n = 5	9,8	14,4	7,2	5,3	15,4	28,6	-	-	2,8	4,3	2,8	4,7	4,7	68,4
Liegendsande n = 5	48,9	6,8	4,7	2,4	2,1	3,4	9,1	11,0	0,5	-	-	9,9	1,2	83,5
Pitzenberg Schotter n = 64	12,2	18,1	7,8	2,5	12,6	36,2	4,3	3,6	1,5	-	-	0,5	0,7	73,1
Steinberg Schotter n = 5	23,1	20,4	2,9	0,8	10,9	32,1	-	-	2,8	2,6	0,5	1,1	2,8	67,6
Schotter von Asing n = 8	26,8	13,7	6,4	2,0	10,6	24,4	2,7	2,1	5,1	1,1	0,6	3,4	1,1	78,7

Illit/Vermiculit-Wechselagerungsminerale identifiziert werden. Nach G. MILLOT (1970) entstehen Illit/Vermiculit-Wechselagerungsminerale als Zwischenstufe bei der Verwitterung von Illit zu Vermiculit. Der hohe Kaolinitanteil im Schotter-Zwischenmittel beweist die starke Verwitterung, welcher die Pitzenberg-Schotter ausgesetzt waren, da Kaolinit als Endprodukt einer intensiven Silikat-Verwitterung entsteht. Da in den Schottern Kaolinit das eindeutig vorherrschende Tonmineral darstellt, entsprechen die Pitzenberg-Schotter tonmineralogisch der Steinkarter Fazies (R. HEROLD, 1970), welche die am stärksten verwitterte Fazies des ostniederbayerischen Quarzrestschotter ist.

Die Schwermineralverteilung des Pitzenberg-Schotter ist über das gesamte Verbreitungsgebiet hinweg von einer Restmineralvergesellschaftung alpiner Herkunft gekennzeichnet, bei der die stabilen Schwerminerale angereichert wurden (Tab. 2). Neben einem Staurolith-(Rutil)-Disthen-Hauptmaximum tritt ein Zirkon-Turmalin-Nebenmaximum auf. Der Anteil des Zirkons in den einzelnen Proben schwankt beträchtlich, sodaß er zur Typisierung des Sediments nicht herangezogen werden kann. Schwerminerale, die eine geringe Stabilität aufweisen fehlen völlig oder treten nur unterrepräsentiert auf. Das Schwermineralspektrum zeigt deutliche Parallelen zu den Schwermineralverteilungen, die im Quarzrestschotter in Ostniederbayern festgestellt wurden. Dort wurde zuerst von F. NEUMAIER & H. WIESENER (1939) erkannt, daß die von der alpinen GE(H)- Kombination der Oberen Süßwassermolasse (vgl. W.-D. GRIMM 1965) abweichende Assoziation nicht auf ein außeralpines Liefergebiet hinweist, sondern das Endprodukt einer Verwitterungsauslese in den alpin geschütteten Schottern darstellt. Abweichend von den Befunden im Quarzrestschotter Ostniederbayerns findet man im Pitzenberg-Schotter etwas erhöhte Anteile an Zirkon, Andalusit und Sillimanit. Dies erklärt sich allerdings aus dem unterschiedlichen Material im Untergrund, welches teilweise von den alpin geschütteten Schottern aufgearbeitet wurde. Während die Pitzenberg-Schotter über den größten Teil ihres Verbreitungsgebiets unmittelbar dem moldanubischen Kristallin auflagern, bilden alpin geschüttete Molassesedimente die Unterlage des Quarzrestschotter in Ostniederbayern. W.-D. GRIMM (1973) untergliederte den Quarzrestschotter Ostniederbayerns in vertikaler Rich-

tung in Zonen mit verschiedenen Schwermineralkombinationen, die jeweils verschiedene Intensitäten deszendenter Verwitterung anzeigen. Die Rutil-Staurolith-Zirkon-Assoziation repräsentiert dabei die am stärksten verwitterte hangende Fazies des Quarzrestschotter. Im Pitzenberg-Schotter tritt diese Schwermineral-Assoziation sowohl flächenhaft, als auch über die gesamte vertikale Mächtigkeit auf. Somit kann der Pitzenberg-Schotter auch von den Schwermineralien her als Äquivalent der am stärksten verwitterten Fazies des ostniederbayerischen Quarzrestschotter angesehen werden.

Aufgrund der von E. BLISSENBACH (1957) festgestellten Schüttungsrichtungen des Quarzrestschotter fügt sich der Pitzenberg-Schotter nahtlos in die liefergebietsnähere Verlängerung der Passauer Rinne ein. Den einzigen Fossilfund aus dem Pitzenberg-Schotter erwähnt A. TOLLMANN (1985). Aufgrund eines Zahns von *Gomphotherium angustidens* (Cuv.) stellt er den Pitzenberg-Schotter in das obere Badenien bis tiefere Sarmatien. Zu derselben Alterseinstufung gelangt man durch die Parallelisierung mit dem Quarzrestschotter, der seit dem Fund eines linken m_3 von *Mastodon angustidens* (Cuv.) in der Steinbacher Fazies durch W.-D. GRIMM datierbar ist.

4.5. Steinberg-Schotter

Der Steinberg-Schotter ist in einem kleinen Gebiet südlich und nordwestlich der Ortschaft Steinberg verbreitet. Die Schotterbasis liegt im Süden bei +460 mNN und im Norden bei +465 mNN. Der Schotter liegt in seiner gesamten Verbreitung marinen Tonmergeln der Innvierter Gruppe auf. Das Sediment erreicht am Steinberg eine Mächtigkeit von 20 m. Petrographisch handelt es sich um braune bis braungraue Fein- bis Mittelkiese. Die größten Gerölle erreichen einen Durchmesser von 16 cm. Das Zwischenmittel (< 2 mm) ist fein- bis mittelsandig, mit einem deutlichen Schluffgehalt. Die Kiese werden in den hangenden Abschnitten von weißgrauen, sandigen Schlufflagen durchzogen, die von W. FUCHS (1968) als Kaolintone bezeichnet werden. Das Sediment zeigt in den wenigen Aufschlüssen eine deutliche Schichtung. Die qualitative Schotteranalyse belegt einen Restschotter, der sich zu

mehr als 88 % aus Quarzen und Quarziten zusammensetzt. Daneben finden sich kieselige Sandsteine, Amphibolite und Radiolarite. Weitere Angaben zur petrologischen Zusammensetzung des Steinberg-Schotter macht W. FUCHS (1968).

Schwermineralanalytisch zeigt der Steinberg-Schotter ein ausgeprägtes Staurolith-Hauptmaximum. Ein weiteres Maximum bilden die Mineralien Zirkon, Rutil und Disthen. Außerdem tritt ein geringer Anteil instabiler Mineralien wie Granat und Epidot auf (Tab. 2). Der reliktsche Charakter der Schwermineralkombination wurde bereits von W. FUCHS & G. WOLETZ (1964) erkannt. Daß diese reliktsche Zusammensetzung auf eine chemische Verwitterung zurückzuführen ist, zeigt der hohe Leukoxengehalt im Sediment, der als Verwitterungsprodukt titanhaltiger Mineralien entsteht (W. BOENIGK, 1983). Schwermineralien, auch verwitterungs-resistenter Art, die moldanubische Schüttungen anzeigen, fehlen vollständig. Es handelt sich somit um ein verwittertes alpin geschüttetes Sediment.

Der Steinberg-Schotter kann bislang aufgrund fehlender Fossilfunde nicht absolut datiert werden. So kann man nur versuchen mit Hilfe lithologischer Vergleiche eine stratigraphische Einstufung zu finden. W. FUCHS (1980) sowie A. TOLLMANN (1985) stellen den Steinberg-Schotter dem Südlichen Vollschotter Ostniederbayerns (Oberes Sarmatien) gleich. H.J. UNGER (1989) betrachtet den Steinberg-Schotter als Sediment der Lithozone L₄ und korreliert ihn mit der Misch- und Moldanubischen Serie des Oberen Sarmatiens bis Pannoniens in Ostniederbayern. Aufgrund der lithologischen Übereinstimmungen kann aber vielmehr eine Parallelisierung des Steinberg-Schotter mit dem Pitzenberg-Schotter vorgenommen werden. Beide Schotterkörper zeigen einen ausgeprägten Restschotter-Charakter, der sich einerseits in der reliktschen Schwermineralzusammensetzung und andererseits in dem hohen Anteil von Quarzen und Quarziten am Geröllbestand äußert. Im Schwermineralspektrum zeigen sowohl die Pitzenberg-Schotter als auch die Steinberg-Schotter ein Staurolith-Rutil-(Disthen)-Hauptmaximum. Lediglich die Zirkongehalte zeigen in den beiden Schottervor-

kommen unterschiedliche Werte mit z.T. starken Schwankungen in einzelnen Proben. Trotz der leicht verschiedenen Nebenmaxima kann für die beiden Schottervorkommen aufgrund des Schwermineralspektrums ein gemeinsames Herkunftsgebiet und ein analoges postsedimentäres Verwitterungsgeschehen angenommen werden. In den Korngrößen unterscheiden sich die Pitzenberg-Schotter durch die Grobschotterlagen, die in den Fein- bis Mittelkiesen des Steinberg-Schotter fehlen. Da aber in den tieferen Aufschlußbereichen des Pitzenberg-Schotter keine Grobschotterlagen ausgebildet sind, kann es sich beim Steinberg-Schotter um einen liegenden Abschnitt der Pitzenberg-Schotter handeln. Die Basis der Steinberg-Schotter liegt 50 m tiefer als die Unterkante der nur etwa 2,5 km entfernt lagernden Schotter am Pitzenberg. Es muß hier jedoch mit tektonischen Verstellungen gerechnet werden, da ein durch Luftbilder und Geländebefunde belegtes Lineament entlang des Wallenshamer Tales zwischen dem Schotterareal am Steinberg und den Schottern am Pitzenberg verläuft. Durch die jungtertiären Bewegungen am Südrand der Böhmisches Masse kam es wohl zu einer stärkeren Heraushebung des weiter nördlicher gelegenen Gebietes um den Pitzenberg relativ zum Steinberg-Schotter-Areal.

4.6. Schotter von Asing

Bei Asing befindet sich ein Schottervorkommen, das sich in sedimentpetrologischer Hinsicht deutlich vom Pitzenberg-Schotter unterscheidet. Die Schotter bilden zwischen Asing und Buchet einen Nord-Süd verlaufenden schmalen Schotterzug. Die Basis der Schotter liegt bei +480 mNN. Ihre maximale Mächtigkeit beträgt 30 m. Stellenweise werden die Schotter von einer mächtigen Staublehmdecke überlagert. Die Körnung des Schotter ist sehr variabel. Die bimodale Kornverteilung weist Maximas im Grobsand- und Mittelkiesbereich auf. Auffallend ist der sehr geringe Gehalt an siltig-tonigem Material. Das Sediment zeigt deutliche Internstrukturen. Die Kiese bestehen vorwiegend aus

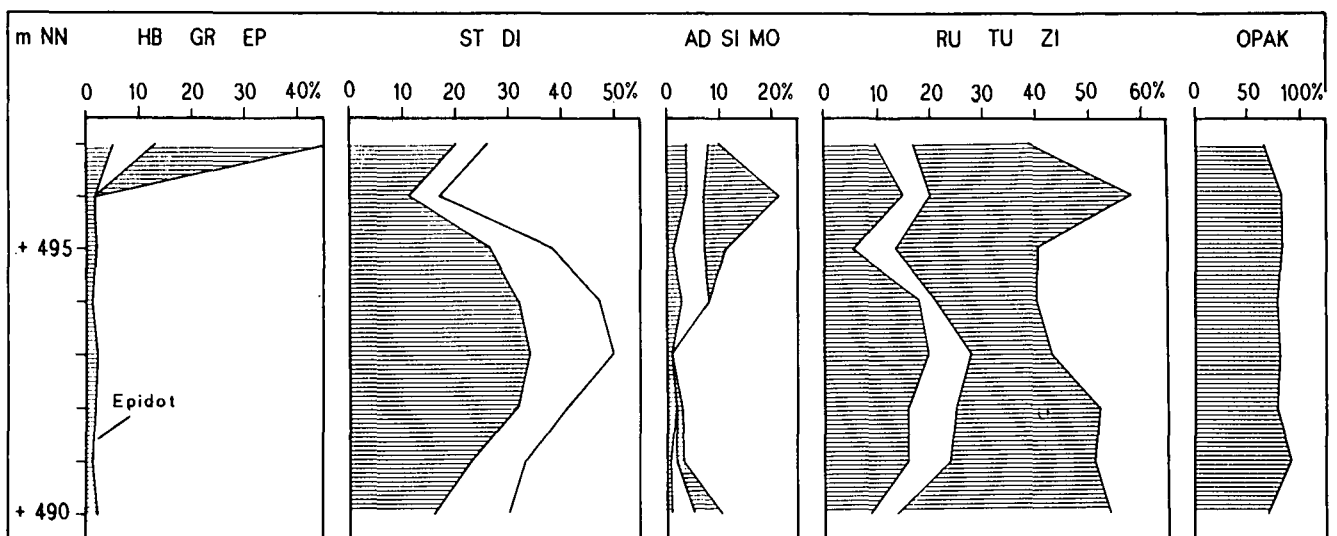


Abb. 5.

Schwermineralprofil des Schotter von Asing am Aufschluß Windpessl.

Leicht verwitterbar: HB = Hornblende; GR = Granat; EP = Epidot + Zoisit.

Mittlere Stabilität: ST = Staurolith; DI = Disthen; AD = Andalusit; SI = Sillimanit; MO = Monazit.

Sehr hohe Resistenz: RU = Rutil; TU = Turmalin; ZI = Zirkon.

Quarzen und Quarziten (76 %) sowie aus kristallinen Komponenten (20 %). In der Grobsandfraktion sind Feldspäte angereichert. Die Grobschotterlagen enthalten Gerölle mit bis zu 30 cm Durchmesser. Ein charakteristisches Merkmal der Schotter ist der hohe Gehalt an Eisenoxiden, der zu einer regelrechten Durchfärbung des Sediments mit Ortsteinbändern führt. Die Färbung der Kiese reicht von braunen und hellbraunen Farben bis zu rostroten und kräftig orangen Farbtönen in den sandigen Lagen.

Zur Schwermineralanalyse wurden Punktproben über die gesamte Mächtigkeit des Aufschlusses Windpessl entnommen. Das Schwermineralspektrum weist im Mittel ein Zirkon-Staurolith-Hauptmaximum auf. Der Ablauf der Sedimentation zeigt im Vertikalprofil aber eine Entwicklung, die von den Schwermineralpopulationen Staurolith-Disthen und Zirkon-Monazit bestimmt wird (Abb. 5). Der Aufschluß zeigt im Liegendbereich ein gleichwertiges Auftreten der beiden Assoziationen. Im mittleren Aufschlußbereich verschiebt sich dieses Verhältnis zugunsten der Kombination Staurolith-Disthen, um im Hangendbereich einer Zirkon-Monazit-Schüttung Platz zu machen. Während die Zirkon-Monazit-Assoziation einer moldanubischen Schüttung zuzurechnen ist, scheint die Kombination Staurolith-Disthen, die auch im Pitzenberg-Schotter auftritt, aus diesem aufgearbeitet zu sein. Es handelt sich also um eine moldanubische Schüttung, die bereichsweise, durch Aufarbeitung des Pitzenberg-Schotters, alpin geschüttetes Material miteingearbeitet hat.

Die Schotter von Asing stellen neben den Liegendsandsteinen und dem Pitzenberg-Schotter die dritte grobklastische Sedimentationseinheit dar, die von früheren Bearbeitern bislang zu einem Komplex zusammengefaßt wurden. Die Basisfläche des Schotters von Asing zeigt im Südwesten, bei Schwendt, einen rinnenförmigen Kontakt zum kristallinen Sockel. Im Norden haben sich die Schotter eine Rinne in die Pitzenberg-Schotter erodiert und das dabei gewonnene Material zum Aufbau des eigenen Schotterkörpers verwendet. Nach Auffüllung der Rinne dauerte die Sedimentation weiter an, sodaß die Schotter von Asing den Pitzenberg-Schotter noch heute um 10 m überragen.

Nach den Sedimentationsmechanismen zeigt sich eine Äquivalenz mit der im ostniederbayerischen Raum auftretenden Mischserie des Oberen Sarmatiens bis Pannoniens (vgl. J. STIEFEL, 1957). Hier wie dort arbeitete eine starke moldanubische Schüttung den älteren alpinen Untergrund mit auf. Der Unterschied, der vorallem in der größeren Korngröße des Schotters von Asing gegenüber der feiner-körnigen Mischserie in Ostniederbayern liegt, kann durch die Aufarbeitung des sehr groben Pitzenberg-Schotters erklärt werden.

5. Schlußfolgerungen

Die terrestrischen Sedimente der Oberen Süßwassermolasse (OSM), die im bearbeiteten Gebiet größtenteils als isolierte Sedimentdecken dem Kristallin der Böhmisches Masse auflagern, können vom Liegenden zum Hangenden in folgende Einheiten gegliedert werden:

- Rittsteiger Schichten
- Liegendsandstein
- Pitzenberg-Schotter und Steinberg-Schotter
- Schotter von Asing

In kleinen Senken, unmittelbar dem Kristallin auflagernd, treten limnisch-fluviatile Tone und Sande auf. Die Schwermineralverteilung der Sedimente zeigt ein Monazit-Zirkon-Hauptmaximum. Daneben treten in höheren Anteilen Disthen, Rutil, Turmalin, Andalusit und Epidot auf. Die Tone bestehen hauptsächlich aus Kaolinit und Montmorillonit, bei einem geringen Illit/Muskovit-Anteil. Die Sedimente können den in Ostniederbayern verbreiteten limnisch-fluviatilen Rittsteiger Schichten (Oberes Ottnangien bis Karpatien) zugeordnet werden.

Die Sande im Liegenden der alpin geschütteten Pitzenberg-Schotter sind aufgrund ihrer Schwermineralverteilung eindeutig moldanubischer Herkunft. Im Schwermineralspektrum zeigen die Sande ein extremes Zirkon-Hauptmaximum. Ein Nebenmaximum bilden die Mineralien Monazit-Sillimanit-Andalusit. Die fluviatilen Sande stellen eine eigene Sedimentationseinheit dar, die in dieser Arbeit als Liegendsandstein bezeichnet wird. Sie wurden im tieferen Karpatien bis oberen Badenien von kleineren lokalen Mäander-Flüssen abgelagert.

Die Pitzenberg-Schotter sind alpin geschüttete Fein- bis Grobkiese, die infolge einer tiefgründigen Verwitterung einen ausgeprägten Restschotter-Charakter aufweisen. Der Geröllbestand setzt sich zu 92–100 % aus Quarzen und Quarziten zusammen. In der Schwermineralverteilung weisen die Pitzenberg-Schotter ein Staurolith-(Rutil)-Disthen-Hauptmaximum auf. Die Mineralien Zirkon-Turmalin bilden ein Nebenmaximum. Leicht verwitterbare Schwermineralien treten stark zurück oder sind vollkommen ausgemerzt. Die Tonmineralverteilung im tonig-sandigen Zwischenmittel des grobklastischen Sediments zeigt ein deutliches Vorherrschen des Zweischicht-Tonminerals Kaolinit. Daneben tritt untergeordnet Illit/Muskovit auf. Die Pitzenberg-Schotter müssen aufgrund der vielfältigen lithologischen Übereinstimmungen als Äquivalente der ostniederbayerischen Quarzrestschotter (höheres Badenien bis tieferes Sarmatien) angesehen werden. Auch das Quarzkonglomerat im Hangenden der Schotter stellt eine analoge Ausbildung zum ostniederbayerischen Quarzrestschotter dar.

Der Steinberg-Schotter weist deutliche lithologische Übereinstimmungen mit dem Pitzenberg-Schotter auf. Es handelt sich ebenfalls um alpin geschüttete Kiese mit einem ausgeprägten Restschotter-Charakter der auf eine tiefgründige Verwitterung zurückzuführen ist. Der Geröllbestand setzt sich zu 88 % aus Quarzen und Quarziten zusammen. Das Schwermineralspektrum zeigt ein ausgeprägtes Staurolith-Hauptmaximum. Ein weiteres Maximum bilden die Mineralien Zirkon, Rutil und Disthen. Es ist nur ein geringer Anteil leicht verwitterbarer Mineralien wie Granat und Epidot vorhanden. Die Schotter am Steinberg bestehen aus Fein- bis Mittelkiesen. Grobschotterlagen, wie sie häufig in den Pitzenberg-Schottern auftreten sind hier nicht ausgebildet. Aufgrund der weitgehenden Übereinstimmungen im der Schwermineralverteilung und im Geröllbestand handelt es sich bei den Steinberg-Schottern vermutlich um einen feinkörnigeren Abschnitt der Pitzenberg-Schotter, dessen Basis infolge von jungtertiären tektonischen Bewegungen am Südrand der Böhmisches Masse heute um etwa 50 m tiefer liegt als die Unterkante der Schotter am Pitzenberg.

Bei den Schottern von Asing handelt es sich um eine moldanubische Schüttung, die sich stellenweise in die

alpin geschütteten Pitzenberg-Schotter einschnitt und diese dabei gleichzeitig aufarbeitete. Ein hoher Gehalt an Eisenoxiden führt zu einer regelrechten Durchädern der Fein- bis Grobschotter mit Ortsteinbändern. Die Schwermineralverteilung zeigt im Vertikalprofil einen Wechsel zwischen einer moldanubischen Zirkon-Monazit-Assoziation und einer Staurolith-Disthen-Kombination, die aus dem Pitzenberg-Schotter aufgearbeitet ist. Eine äquivalente Bildung stellt im östlichen Niederbayern die Mischserie (Oberes Sarmatien bis Pannonien) dar.

Eine neue stratigraphische Einstufung, die von H.J. UNGER (1984a) abweicht, ergibt sich für die etwa 10 m mächtige Abfolge limnisch-fluviatiler Pelite und Sande, die in der Tongrube bei Zwickledt, im Hangenden der marinen Tonmergel der Innviertler Gruppe aufgeschlossen ist. Die Pelite der limnisch-fluviatilen Abfolge zeigen in der Schwermineralzusammensetzung ein Staurolith-(Disthen)-Hauptmaximum. Die Nebenmaxima weisen in den basalen Teilen einen deutlichen Einfluß der alpinen Granat-Epidot-Hornblende-Assoziation auf, die zum Hangenden hin in eine moldanubische Zirkon-Monazit-Assoziation übergeht. Die Sande zeigen generell eine Zirkon-Monazit-Assoziation. Ähnliche Schwermineralverteilungen treten auch in den grundgebirgsnahen limnischen Süßwasserschichten im östlichen Niederbayern auf. Aufgrund der Schwermineralverteilung und der stratigraphischen Lage, im Hangenden der marinen Tonmergel der Innviertler Gruppe, sind die limnisch-fluviatilen Sedimente den limnischen Süßwasserschichten zuzuordnen, die als limnische Äquivalente der brackischen Oncophora-Schichten (Oberes Ottnangien) gelten.

Dank

Die Autoren danken Herrn Prof. Dr. W.-D. GRIMM (Inst. f. Allg. u. Angew. Geologie d. Universität München) für die Anregung und Betreuung der vorliegenden Arbeit. Seine Ratschläge und hilfreichen Hinweise, auch bei gemeinsamen Geländebegehungen, waren stets von großem Nutzen.

Mit Rat und Tat standen die Herren Dr. R. ROETZEL und Dr. Ch. RUPP (beide Geol. B.-A. Wien) zur Seite, denen wir für zahlreiche anregende Diskussionen danken. Insbesondere gilt unser Dank Herrn Dr. R. ROETZEL, der auch eine kritische Durchsicht des Manuskriptes übernahm.

Wir danken der Geologischen Bundesanstalt Wien für die finanzielle Förderung dieser Arbeit.

Literatur

- BERCHEM, H.-R.: Geologische Untersuchungen auf Blatt Griesbach im Rottal, 7545 (Maßstab 1 : 25000). – 78 S., 30 Abb., Inaug.-Diss. Univ. München 1969.
- BLISSENBACH, E.: Die jungtertiäre Grobschotterschüttung im Osten des bayerischen Molassetroges. – Beih. Geol. Jb., **26**, 9–48, Hannover 1957.
- BOENIGK, W.: Schwermineralanalyse. – VIII + 152 S., 77 Abb., 7 Tab., 4 Taf., Stuttgart (Enke) 1983.
- FRIZ, O.: Untersuchung der Neudlinger Tonvorkommen. – Unveröff. Bericht Faber Castell'sche Forstverwaltung, 159–162, Nürnberg 1908.
- FUCHS, W. & WOLETZ, G.: Sande vom Rande des Sauwaldes. – 5 S., unveröff. Manuskript, Geol. B.-A., Wien 1964.
- FUCHS, W.: Kartierung auf ÖK 29 Schärding-Audorf. – Unveröff. Manuskriptkarte, Geol. B.-A., Wien 1965.
- FUCHS, W.: Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes. – In: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1 : 100000. – 96 S., 9 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1968.
- FUCHS, W.: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 1. Aufl., XIX+701 S., 164 Abb., Wien - New York (Springer) 1980.
- GRIMM, W.-D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). – Beih. Geol. Jb., **26**, 97–199, Hannover 1957.
- GRIMM, W.-D.: Schwermineralgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. – Abh. Bayer. Ak. Wiss., math.-naturwiss. Abt., N.F., **121**, 1–135, München 1965.
- GRIMM, W.-D.: Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). – Contr. Sedimentology, **1**, 103–125, Stuttgart 1973.
- GRIMM, W.-D.: Das obermiozäne Quarzkonglomerat in Ostniederbayern ist kein Astroblem. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1977/4**, 373–384, Stuttgart 1977.
- HEROLD, R.: Sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an pelitischen Gesteinen der Molasse Niederbayerns. – 132 S., 20 Abb., 16 Tab., Inaug.-Diss. Univ. München 1970.
- HOLTZAPFFEL, T.: Les minéraux argileux. – Société géologique du nord, Publ. **12**, 136 S., Villeneuve d'Asque Cedex 1985.
- KLÜPFEL, W.: Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. – 90 S., 2 Abb., 2 Taf., Giessen 1923.
- MACKENZIE, R.C. (Ed): The differential thermal investigation of clays. – 456 p., Miner. Soc. (Clay Minerals Group), London 1957.
- MAURITSCH, H. M.: Bericht über die refraktionsseismischen Messungen im Gebiete von Münzkirchen. – 8 S., unveröff. Manuskript Mont. Univ. Leoben 1976.
- MILLOT, G.: Geology of clays. – 429 S., 75 Abb., 15 Tab., 12 Taf., New York - Heidelberg - Berlin (Springer) 1970.
- NEUMAIER, F. & WIESENER, H.: Geologische und Sedimentpetrographische Untersuchungen im Niederbayerischen Tertiär. – Sbr. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Abt., **1939**, 177–252, München 1939.
- ROETZEL, R. & KURZWEIL, H.: Die Schwerminerale in niederösterreichischen Quarzsanden und ihre wirtschaftliche Bedeutung. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 199–216, Wien 1986.
- SCHAUERTE, E.: Die Geologie des Blattes Haidenburg und seiner Umgebung. – 150 S., 16 Abb., Inaug.-Diss. Univ. München 1962.
- SEITNER, L.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der ostniederbayerischen Molasse im Gebiet zwischen Fürstzell, Neukirchen a. Inn und Rittsteig b. Passau (Teil 1). – 136 S., 50 Abb., Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München 1977.
- STADLER, J.: Geologie der Umgebung von Passau. – Geogn. Jh., **38**, 39–118, München 1925.
- STIEFEL, J.: Ein Beitrag zur Gliederung der Oberen Süßwassermolasse in Niederbayern. – Beih. Geol. Jb., **26**, 201–259, Hannover 1957.
- THIELE, O.: Kurze Erläuterungen zur geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50000 Blatt 12 Passau (Provisorische Ausgabe). – Unveröff. Manuskript Geol. B.-A., 15 S., Wien 1987.

- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band II Außerzentralalpiner Anteil. – XV + 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.
- UNGER, H.J.: Schichtenfolge Deckgebirge. – In: BAUBERGER W. & UNGER, H.J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25000 Blatt Nr. 7446 Passau. – 175 S., 28 Abb., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984a.
- UNGER H.J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 50000 Blatt Nr. L 7544 Griesbach im Rottal. – 254 S., 53 Abb., 19 Tab., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984b.
- UNGER H.J.: Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. – *Geologica Bavarica*, **94**, 195–237, München 1989.
- UNGER, H.J. & BAUBERGER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25000 Blatt Nr. 7546 Neuhaus a. Inn. – 103 S., 15 Abb., 7 Tab., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1985.
- WEBER-DIEFENBACH, K.: Erfahrungen mit der energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse. – *Fortschr. Mineral.*, **57/1**, 233–234, Stuttgart 1979.
- WIESER, F.: Abschließendes geologisches Gutachten über die Wasserbezugsstellen für die Wasserversorgung Schärding. – Unveröff. Bericht Stadtamt Schärding, 1–15, geol. Karten 1 : 10000, Schärding 1964.
- ZÖBELEIN, H.K.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär (Blatt Pfarrkirchen). – *Neues Jb. Min. etc.*, **84**, 233–302, Stuttgart 1940.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 31. Oktober 1990.

Der Serpentin des Moosgrabens im Grenzbereich Helvetikum/Flyschzone (Oberbayern)

Von RICHARD M. VIELREICHER*)

Mit 11 Abbildungen und 4 Tabellen

*Bayern
Helvetikum
Flyschzone
Serpentin
Petrographie*

Inhalt

Zusammenfassung	149
Abstract	149
1. Vorwort	150
2. Der Moosgraben-Serpentin	150
3. Der Spinell des Moosgraben-Serpentinit	153
4. Abschließende Bemerkungen	156
Literatur	158

Zusammenfassung

Im südlichsten Seitenast des Moosgrabens ca. 1 km W Hammer in Oberbayern (ungefähr 20 km W Salzburg) findet sich in unmittelbarer Nähe zur Buntmergelserie des Nordultrahelvetikums ein stark serpentiniertes, karbonatisiertes, ultramafisches Gestein mit deutlich plutonischem Charakter, dessen Primärbestand etwa mit 60 % Olivin und 40 % Pyroxen anzugeben ist. Im wesentlichen zeigt dieser Lherzolith im Mikroskop Chrysotil-Pseudomorphosen nach Olivin (unter Beibehaltung der Maschenstruktur) sowie Pseudomorphosen nach Klino- und Orthopyroxenen; allerdings überprägt durch eine außerordentliche Karbonatisierung. Bemerkenswert ist ebenfalls die chemische Analyse mit etwa 37 % Glühverlust bzw. einem CaO-Gehalt von 42 %.

Als einziges noch primäres Mineral muß der bräunliche Spinell gelten, der der Gruppe der Mg-Al-Chromite zuzurechnen ist. Die Analyse dieser Spinelle weist den Serpentin des Moosgrabens nach der Definition von DICK & BULLEN (1984) als „Typ II“ (= transitional type) aus, also als Material, das mit den Vorgängen um eine Inselbogenentwicklung in Zusammenhang gebracht werden kann. Als ähnlich bezüglich der Spinelle dürfen die dinarischen Ophiolite der „lherzolithischen Subprovinz“ bzw. der Ophiolite der West-Liguriden gelten.

Die Frage nach der Herkunft des Moosgraben-Serpentinites muß offen bleiben, jedoch ist eine Abscherung von einem Ultramafitkörper des Untergrundes (Berchtesgadener Anomalie) denkbar.

The Moosgraben Serpentinite Near the Border Helveticum/Flysch Zone (Upper Bavaria)

Abstract

In the southernmost part of the Moosgraben about 1 km W Hammer, Upper Bavaria, approximately 20 km W Salzburg, we can find in close neighbourhood to the "Buntmergelserie" of the Northern Ultrahelvetic Zone a very strong altered ultramafic rock with distinct plutonic character and a primary content of about 60 % olivine and 40 % pyroxene.

Under the microscope this lherzolite shows essentially pseudomorphic chrysotile after olivine (maintaining its mesh structure) and pseudomorphic structures after clino-orthopyroxenes – but completely overprinted by an extraordinary content of carbonate. Also remarkable is the chemical analysis with a l.o.i. of about 37 % and a CaO-content of 42 %.

The only primary, relictic mineral is a brownish spinel of the Mg-Al-chromite group. Its chemical analysis shows that the serpentinite of the Moosgraben can be defined as type II (= transitional type after DICK & BULLEN, 1984), a material, which can be seen in connection with an island arc development. Similar referring to the spinels are the ophiolites of the "lherzolitic subprovince" and the Western "liguridic" ophiolites, respectively.

The question about the origin of the Moosgraben Serpentinite can not be answered, but an explanation as a part of an ultramafic body in the underground is conceivable.

*) Anschrift des Verfassers: Mag. RICHARD M. VIELREICHER, The University of Western Australia, Department of Geology, Nedlands, Perth 6009 W.A.

1. Vorwort

Bei dieser Arbeit handelt es sich im wesentlichen um ein kurzes Exzerpt aus meiner im Sommer 1989 an der Universität Salzburg fertiggestellten Diplomarbeit, die sich schwerpunktmäßig mit den granitoiden, exotischen Blöcken der SE-bayerischen Flyschzone beschäftigt.

Insofern möchte ich mich bei Prof. HAGN bedanken, der mich im Zuge meiner allgemeinen Recherchen auf jenes Serpentinivorkommen im Moosgraben aufmerksam gemacht hat.

Das Auftreten von mafischen und ultramafischen Gesteinen in Verbindung mit dem Auffinden granitoider „Exotika“ in unmittelbarer Nachbarschaft zu Ablagerungen der „Flyschzone“ ist ja in Österreich durchaus eine

seit langem bekannte Tatsache – so konnten solche mafischen Gesteine über Oberösterreich zum Beispiel im Bereich um das Leopold von Buch-Denkmal in der Nähe von Großraming (siehe ua. SOLOMINICA, 1933, sowie ZIRKL, 1955/1957) bzw. im tektonischen Fenster am Wolfgangsee (PLÖCHINGER, 1964) bis in den Wienerwald verfolgt werden (CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS, 1927) –, sodaß ich dieses Material eines „Exotikums“ anderer Provenience mit gutem Gewissen in meine Arbeit aufnehmen konnte.

Ein weiterer Grund war natürlich auch, daß es meines Wissens über dieses Gestein nur sehr spärliche Informationen gibt (vgl. LOESCHKE in HAGN, 1978), sodaß diese Beschreibung dazu beitragen soll, weitere Gedanken in das Bild einer Genese des SE-bayerischen Helvetikums einzubringen.

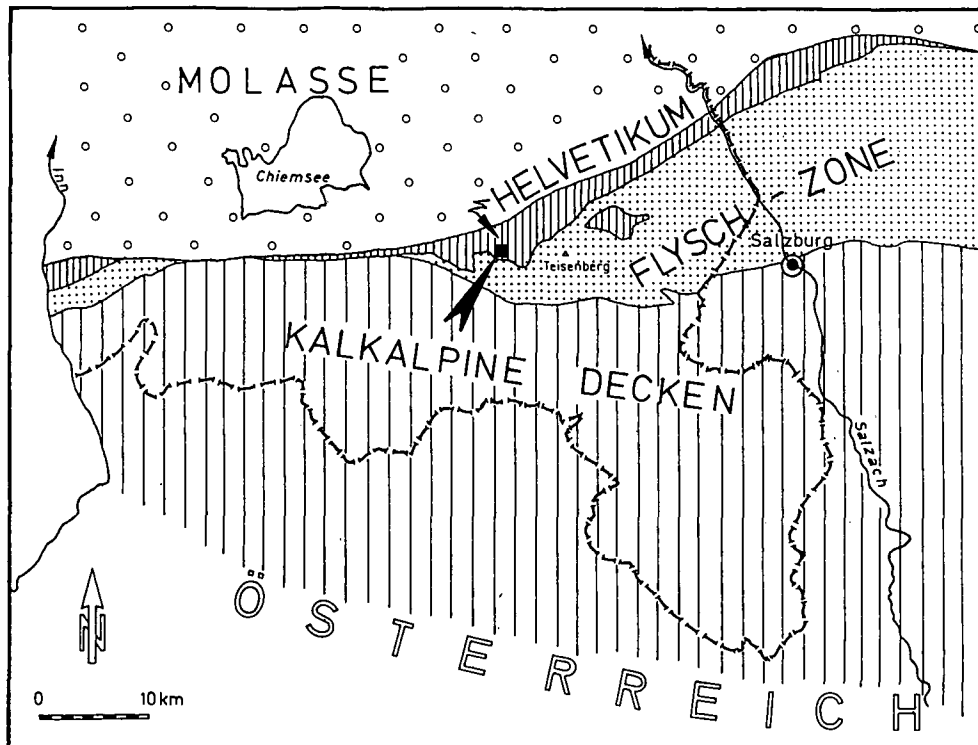


Abb. 1.

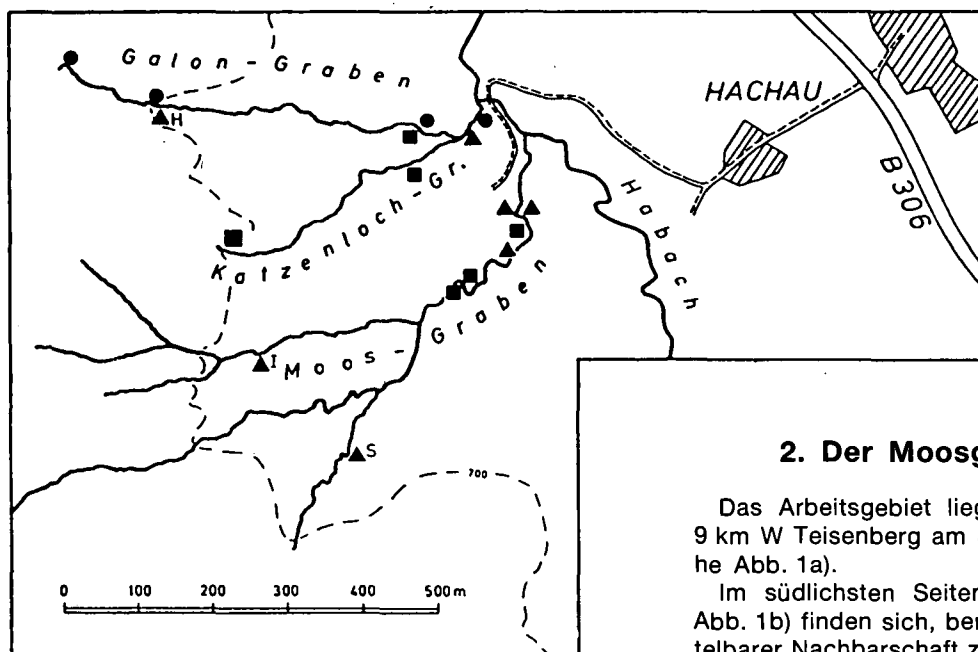
a) Vereinfachte geologische Übersichtskarte (nach FREIMOSER, 1972, Beilage 1a).

b) Topographische Skizze um den Moosgraben.

■ = Katzenlochschiefer; ● = Schönecker Fischechiefer; ▲ = Buntmergelserie.

S = Lage der Serpentinblöcke. Es sind nicht alle Vorkommen von Buntmergelserie eingetragen (aus HAGN, H. 1978, S.170).

a



b

2. Der Moosgraben-Serpentinit

Das Arbeitsgebiet liegt ca. 20 km W Salzburg, ca 9 km W Teisenberg am Südrand des Helvetikums (siehe Abb. 1a).

Im südlichsten Seitenast des Moosgrabens (siehe Abb. 1b) finden sich, bemerkenswerter Weise in unmittelbarer Nachbarschaft zu bunten Mergeln des Lutets –

hier genauer Buntmergelserie (vgl. HAGN, 1978, S. 210) – zwei „exotische“ Ultramafitblöcke.

Diese leider nicht anstehenden Blöcke sind aufgrund ihrer durch Eisenhydroxide hervorgerufenen bräunlichen Färbung leicht zu erkennen. Unter dieser Verwitterungskruste zeigt sich ein generell richtungsloses, durch Serpentin- und Chloritmineralien vergrüntes, massiges Gestein mit Tiefengesteinsstruktur, das von 1/10 mm bis etwa 3 mm breiten Karbonatäderchen durchzogen wird, die stellenweise Salbandcharakteristik aufweisen. Im sozusagen „frischen“ Gestein lassen sich graubraune bis karminrote, breccienartige bis etwa cm-große Partien, die wohl mit feinem Hämatitstaub durchsetzten Kalkspat pseudomorph nach Olivin darstellen (Hauptgemengteil mit etwa 60 Vol-%) und im frischen Bruch zuckerartig aufblitzen, von den vergrünt Mineralen mit ihrer ausgeprägten Spaltbarkeit unterscheiden (ca. 40 Vol-%). Bei diesen Mineralen, deren Spaltflächen zuweilen bronzeartig aufspiegeln, handelt es sich um Chrysotil als Pseudomorphose nach Pyroxen: ob nun um Klinopyroxen (Augit, Diallag) und/oder Orthopyroxen (Enstatit, Bronzit) läßt sich so nicht ohne weiteres unterscheiden. Die bis über 1 cm großen Pseudomorphosen sind meist regellos miteinander ver-

wachsen und zuweilen von Kalzitäderchen durchschlagen. Daneben finden sich vereinzelt moosgrüne bis ca. 0,5 cm große Bereiche, die sowohl xenomorph, als auch als Saum um die Pyroxenpseudomorphosen auftreten; ob es sich hierbei um chlorit- oder serpentinbetonte Partien handelt, läßt sich bei der makroskopischen Gesteinsansprache nicht verifizieren. Als letztes Merkmal seien feine schwarzschillernde Erzschnüppchen bzw. ein feines Netzwerk solcher Minerale erwähnt; diese finden sich zumeist im Bereich der ehemaligen Pyroxene. Dazu kommen noch mitunter feine, bis etwa 5 cm lange Erzschnüre, die – jedoch nicht zwingend – an die Kalzitadern geknüpft zu sein scheinen und damit als sekundär zu erkennen sind.

Bemerkenswert an diesem Gestein ist die Tatsache, daß wirklich jede Stelle der Oberfläche bei Zugabe von verdünnter Salzsäure stark aufbraust und somit dieses Material den Eindruck erweckt, als bestehe es gänzlich aus Karbonaten, insbesondere Kalzit.

Beim ersten Betrachten dieses Materials unter dem Mikroskop wird der Betrachter durch die Dominanz des Karbonats im Schliiff beeindruckt. Primäre Minerale lassen sich, mit Ausnahme eines Spinells, nur mehr sehr schwer identifizieren, dh. die einzigen An-

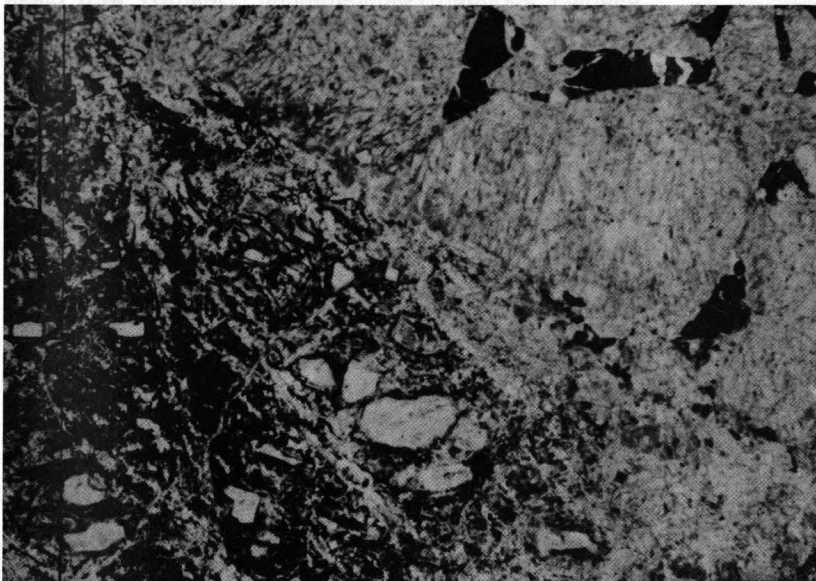


Abb. 2.
Gegenüberstellung der beiden Hauptgesteinskomponenten.

Links unten sind erzbestäubte, dunkle Bereiche eines ehemaligen Olivins erkennbar; rechts oben finden sich helle Partien gebildeten nach Pyroxen mit meist an diese Bereiche gebundenen Spinellen.

Ein Pol., Bildlänge 3 mm.

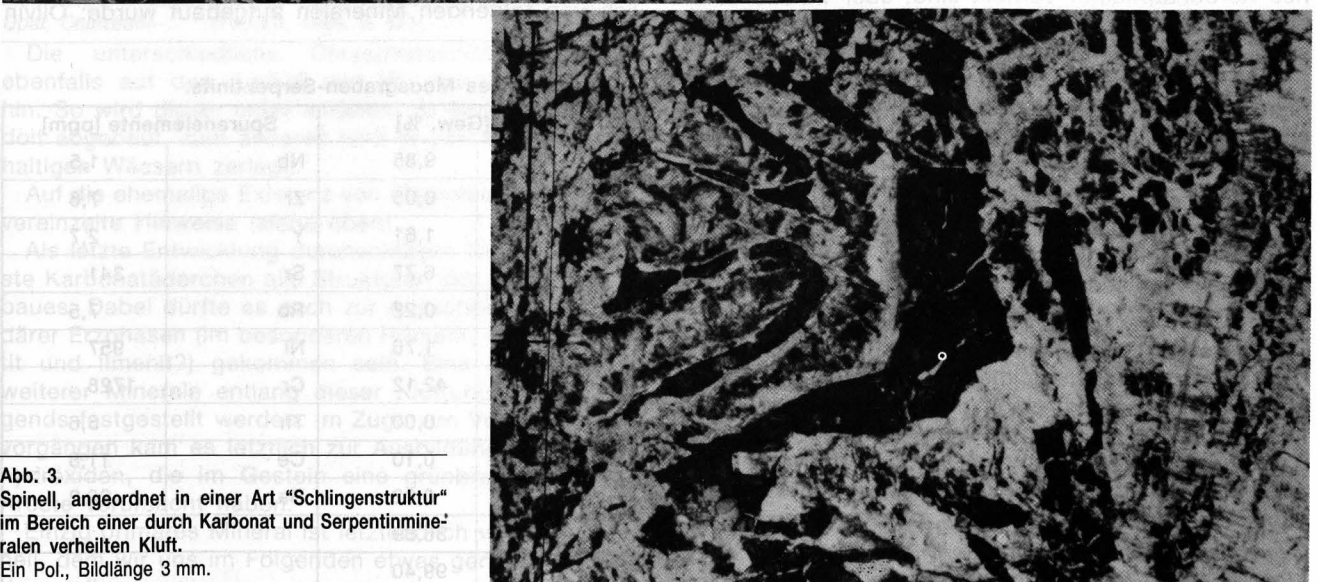


Abb. 3.
Spinell, angeordnet in einer Art "Schlingenstruktur" im Bereich einer durch Karbonat und Serpentinmineralen verheilten Kluft.

Ein Pol., Bildlänge 3 mm.

haltspunkte liefern Strukturen, die oft erst bei eingehender Betrachtung zu erkennen sind.

So bestehen die rotbraunen, z.T. spitzwinkligen Bereiche des Handstückes hauptsächlich aus Kalzit, der durchsetzt ist von einem feinen Netzwerk einer sekundären Erzphase: in der Hauptsache Hämatit, untergeordnet Magnetit. In den Maschen dieses Netzwerkes, die jene Bereiche auch staubartig bedecken, findet sich neben wenig Chlorit und einer SiO₂-Phase (Chalzedon?) besonders Chrysotil, letzterer sowohl in einer farblosen bis blaßgelblichen Varietät, als auch in Form von eigenartig türkis gefärbten, meist kleinen (0,2 mm), rundlichen bis wenig gestreckten, feinst-faserigen Aggregaten. Hinzu tritt ein teilweise xenomorpher, brauner, stark „zerbrochener“ Spinell.

Faßt man nun diese Beobachtungen zusammen, so könnte man die bis jetzt beschriebenen Bereiche als Pseudomorphosen nach Olivin auffassen (siehe dazu Abb. 2). Zuweilen finden sich auch bis etwa 0,5 mm große, rechteckige oder hexagonale Schnitte die den Eindruck erwecken, als handle es sich bei letzterem um Pseudomorphosen von Chalzedon nach säuligem Apatit.

Als zweite Hauptstruktur erkennt man zum einen kleine (bis etwa 3 mm), rundliche Individuen, zum anderen bis etwa 1 mm große, gestreckte, am ehesten monokline und/oder orthorhombische Kristalle mit unscharfen Grenzen. Diese „Minerale“ zeichnen sich aus durch die Nachahmung einer fast perfekten „90°“-Spaltbarkeit sowie durch eine Wechsellagerung von Karbonat mit Chrysotil und Chlorit. Diese Formen dürften von zwei verschiedenen Pyroxenen herrühren, da einerseits an dieser orientierten Verwachsung neben Karbonat auch Chlorit sowie Glimmer bevorzugt beteiligt ist (Hinweis auf calciumreicheren Klinopyroxen), andererseits tritt in der Hauptsache vermutlich Lizardit an der Pseudomorphose nach magnesiumreicheren Orthopyroxenen in Erscheinung („Bastitisierung“). An diese Pyroxene ist bevorzugt der Spinell gebunden, da er am Rande dieser grünen Phasen, bzw. davon eingeschlossen häufig angetroffen wird. Dieser Spinell, auf den später noch genauer eingegangen werden wird, ist stark zerbrochen und zeichnet zuweilen einen regelrechten „Faltenbau“ (siehe Abb. 3) nach. Nahe dieser Bereiche durchziehen Klüfte das Gestein, die entweder durch ein feines Karbonatpflaster verheilt sind, oder welche durch ein gegen eine mittlere Naht hin gewachsenes, feinfaseriges Mineral erfüllt sind.

Als Ergänzung zu dem bis jetzt Beschriebenen kommen, quasi als Einzelbeobachtungen, Bereiche in Blättchenform, die man am ehesten als Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit ansprechen möchte.

Alle bisher angeführten ursprünglich magmatischen Bestandteile bilden zusammen in der Regel größere Bezirke, „Inseln“ gleich, die sich in einer Matrix von Kalzit befinden, jedoch nicht immer mit scharfen Grenzen von dieser Grundmasse abzutrennen sind.

Weiters sieht man zahlreiche, oft unregelmäßige, eckig begrenzte, bruchstückhafte Mineralpseudomorphosen, die sich bedingt durch ihre wechselnde Zusammensetzung aus Serpentinmineralen, Chlorit, Erzphasen und zuweilen Quarz zwar von der Kittmasse mehr oder weniger abheben, jedoch keine eindeutige Bestimmung des Primärmaterials zulassen.

Um einen besseren Einblick in die jetzt vorliegende Mineralogie zu gewinnen, wurde ein gut faustgroßes

Stück jenes Gesteins mit Salzsäure behandelt, um die sonst sämtliche Linien einer röntgendiffraktometrischen Aufnahme überdeckenden Karbonatpeaks zu eliminieren.

Als Ergebnis der Analyse des Rückstandes konnten nun, mit Hilfe eines Siemens D 500-Diffraktometers (computergestützt), Hinweise auf folgende Minerale gewonnen werden:

- Quarz (low)
- Spinell
- Talk
- Hämatit
- Kaolinit
- Diabantit
- Illit
- Muskowit 2M1
- Sepiolit
- Sudoit

Serpentinminerale wurden durch die Zugabe von Salzsäure ua. in SiO₂-Gel abgebaut)

Dazu kommt als Hinweis auf umgewandelten Biotit im Diffraktogramm „undeutlicher“ Vermiculit und/oder mixed-layers bzw. bereits erwähnter Illit und/oder Kaolinit als Verweis auf einen ehemaligen, wenn auch sicherlich geringen Feldspatgehalt. Gestützt wird diese Annahme auch durch reliktsche, rechteckige Formen im Gestein, die möglicherweise als Pseudomorphose nach Plagioklas zu deuten sind.

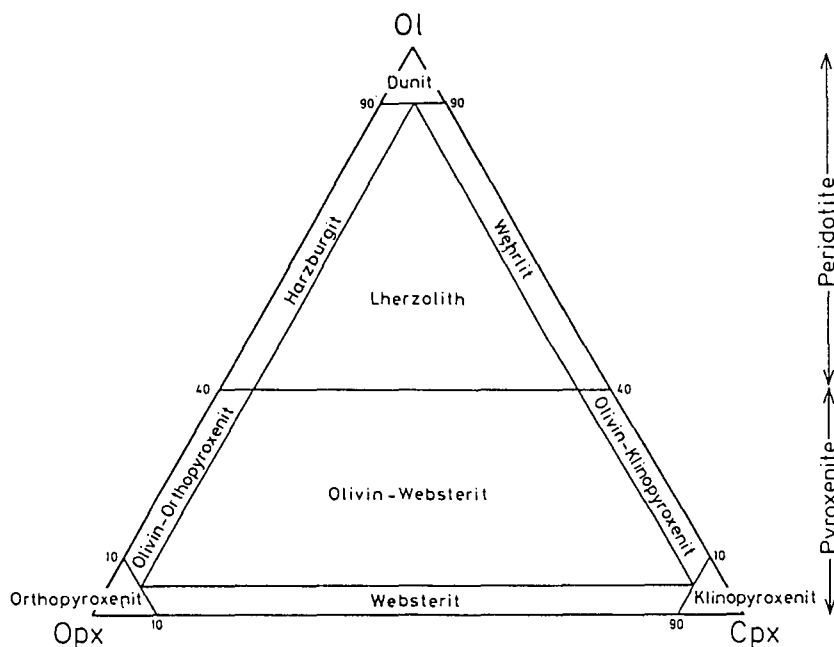
Die Besonderheit dieses Gesteins zeigt sich nicht nur im Dünnschliff; vielmehr spiegelt sich diese auch im Chemismus wieder, der aus Tabelle 1 zu entnehmen ist.

Auffällig ist zum einen der SiO₂-Gehalt von etwa 10 Gew.-%, zum anderen die extremen Werte von CaO mit gut 42 Gew.-% bzw. der Glühverlust von knapp 37 Gew.-%. Die Frage, ob es sich hierbei um calciummetasomatische Vorgänge gehandelt hat kann jedoch nicht beantwortet werden, da die primären Minerale bei deren Verwitterung bzw. Umbildung durchaus beträchtliche Mengen an CaCO₃ ausgeschieden haben könnten.

Faßt man nun alle Fakten zusammen, so läßt sich zur Genese dieses Serpentinits folgern, daß dieses Gestein, das heute neben seiner Maschenstruktur nur noch Spinell als primäres Merkmal aufweist, ursprünglich von folgenden Mineralen aufgebaut wurde: Olivin

Tabelle 1.
Chemismus des Moosgraben-Serpentinits.

Oxide [Gew. %]		Spurenelemente [ppm]	
SiO ₂	9,85	Nb	1,5
TiO ₂	0,05	Zr	7,6
Al ₂ O ₃	1,61	Y	2,7
FeO _{tot.}	6,77	Sr	341
MnO	0,22	Rb	7,5
MgO	1,76	Ni	957
CaO	42,12	Cr	1728
Na ₂ O	0,00	Th	5,6
K ₂ O	0,10	Ce	11,8
P ₂ O ₅	0,03	Ba	26,2
G.V.	36,89		
Σ	99,40		



Peridotite
 Pyroxenite

Abb. 4. Plutonische Olivin-Pyroxen-Ultrabasite (Feld 16 des QAPF- Systems). AUS STRECKEISEN (1973).

als Hauptgemengteil, dazu Ortho-Klinopyroxen, Spinell, mehr oder weniger Biotit und Plagioklas, sowie etwas Apatit.

Nimmt man das Gefüge hinzu, so liegt der Verdacht nahe, daß es sich am ehesten um einen grobkörnigen, eventuell feldspatführenden Peridotit (\pm Lherzolith) gehandelt hat (siehe Abb. 4).

Dieses Material wurde im Laufe seiner Genese einer starken Serpentinisierung unterworfen; Olivin wurde unter Beibehaltung seiner Maschenstruktur bei Auscheidung einer Erzphase umgesetzt, andererseits die Pyroxene besonders in Serpentin, dh. Chrysotil und Lizardit übergeführt. Leider können keine genaueren Angaben darüber gemacht werden, ob die fast gänzliche Karbonatisierung ausschließlich mit einer Calciummetasomatose zusammenhing, oder ob jenes Karbonat bei einer Mineralumbildung abgeschieden wurde. Wahrscheinlich hat beides zusammengewirkt.

Die Kaliumglimmer (Biotit, hier besonders Phlogopit) werden bei der Verwitterung stufenweise

„... unter Verlust von Alkalien, Aufnahme von Wasser und Oxidation des Eisens, über Hydrophlogopit zu Vermiculit und später zu Montmorillonit abgebaut. Als Nebenprodukte entstehen Sepiolit, Opal, Chalzedon ...“ (TRÖGER, 1969, S. 521).

Die unterschiedliche Chrysotilausbildung deutet ebenfalls auf den Einfluß von Verwitterungsagenzien hin. So wird dieser unter anderem zu Sepiolit und Sudoit abgebaut, zum anderen wird er von kohlendioxidhaltigen Wässern zerlegt.

Auf die ehemalige Existenz von Plagioklas gibt es nur vereinzelte Hinweise (siehe oben).

Als letzte Entwicklung durchschlagen feine und feinste Karbonatäderchen alle Strukturen des Gesteinsaufbaues. Dabei dürfte es auch zur Ausscheidung sekundärer Erzphasen (im besonderen Hämatit, dazu Magnetit und Ilmenit?) gekommen sein. Eine Abscheidung weiterer Minerale entlang dieser Klüftung konnte nirgends festgestellt werden. Im Zuge von Verwitterungsvorgängen kam es letztlich zur Ausbildung von Eisenhydroxiden, die im Gestein eine grünbraune, rostige Kruste verursacht haben.

Einzig primäres Mineral ist letztendlich wohl der Spinell, dem wir uns im Folgenden etwas genauer zuwenden wollen.

3. Der Spinell des Moosgraben-Serpentinites

Dieses Mineral findet sich bevorzugt in den grünlichen, serpentinierten Bereichen im Schliff; zuweilen werden diese Partien regelrecht von diesem isotropen Mineral „eingefaßt“, wobei zum Teil eine Art Schlingenstruktur zu beobachten ist (siehe dazu Abb. 3). Charakteristisch ist die starke Zerlegung der Körner, angezeigt durch eine fadenartige Erzphase (meist Hämatit nach Magnetit) und zwar unabhängig davon, ob diese Teilkörner nun fein- bis grobkörnig, derb langgestreckt oder linsig ausgebildet sind („Interstitialer Spinell“). Als weiteres Merkmal gilt ihre deutlich braune Färbung, die sich somit von der des Chromits stark unterscheidet (siehe dazu auch LOESCHKE in HAGN, 1978). Um nun zu entscheiden, um welchen Spinell es sich handelt, wurde mit Hilfe der Schwerentrennung (Tetrabromäthan, Dichte um 2,96 g/cm³) und des Magnetscheiders ein

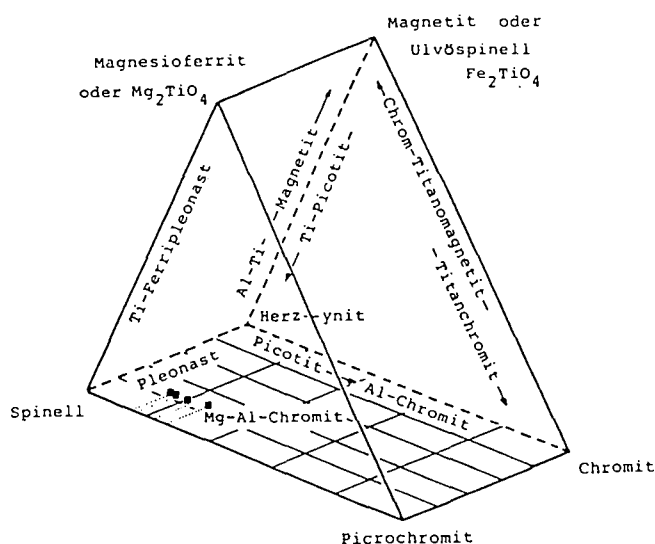


Abb. 5. Spinellprisma nach HAGGERTY (1976). Quadrate bezeichnen die Analysen der Spinelle des Moosgraben-Serpentinites.

Tabelle 2.
Physikalische Parameter eines Spinells aus dem Moosgraben-Serpentinit.

Lichtbrechung	1,78 < n < 1,80		
Dichte	> 4,0		
Gitterkonstanten	Fläche	d-Wert	a ₀
	(400)	2,0352	8,1408
	(422)	1,6623	8,1435
	(511)/(333)	1,5672	8,1434

Reinpräparat hergestellt; ein Teil dieser Probe wurde mit dem Röntgendiffraktometer untersucht.

Das Ergebnis war eindeutig. Danach handelte es sich um einen „reinen“ Herzynit (Fe, Al₂O₄), was aber sowohl den physikalischen als auch den chemischen Untersuchungsergebnissen in gewisser Weise widerspricht (siehe unten).

Die Ergebnisse der chemischen Analysen sowie die ermittelten physikalischen Parameter sind in Tabelle 2 dargestellt.

Sie weisen diesen Spinell als einen Mg-Al-Chromit aus, genauer als einen Pleonast.

Ein Teil des Reinpräparates wurde an der Elektronenmikroskopie in Leoben untersucht; als Standard diente ein natürlicher Chromit (%Cr 55). Das Ergebnis der Analyse von 4 Spinellen ist in Tabelle 3 aufgelistet, bzw. in Abb. 5 mit entsprechenden Werten in das Spinell-Nomenklaturprisma aus HAGGERTY (1976) eingetragen. Es sei erwähnt, daß das Fe³⁺ unter Annahme einer idealen Stöchiometrie aus der Strukturformel berechnet wurde.

Da es möglich ist, aus der chemischen Zusammensetzung der Spinelle das „Muttergestein“ bzw. dessen Petrogenese abzuleiten, soll im weiteren versucht werden,

Tabelle 3.
Chemische Analysen von 4 Spinellen aus dem Moosgraben-Serpentinit.

Analyse		1	2	3	4
Oxide [Gew.-%]	Cr ₂ O ₃	17,247	23,188	15,666	15,035
	TiO ₂	0,059	0,00	0,00	0,00
	MnO	0,052	0,069	0,116	0,068
	Fe ₂ O ₃	3,74	3,58	2,98	3,13
	FeO	10,495	11,217	11,074	11,231
	NiO	0,310	0,261	0,310	0,403
	MgO	18,156	17,284	17,866	18,021
	Al ₂ O ₃	45,143	39,795	47,065	47,968
	Σ	95,202	95,394	95,077	95,856
Strukturformel*)	Cr	3,133	4,317	2,823	2,687
	Ti	0,01	0,00	0,00	0,00
	Mn	0,010	0,013	0,022	0,013
	Fe ³⁺	0,652	0,641	0,516	0,535
	Fe ²⁺	2,011	2,204	2,104	2,114
	Ni	0,056	0,049	0,056	0,073
	Mg	6,218	6,058	6,072	6,073
	Al	12,215	11,042	12,661	12,778
	Σ	24,305	24,324	24,254	24,273

*) Berechnet auf Sauerstoffbasis 32.

$$(Mg \cdot 100) / (Mg + Fe[2+])$$

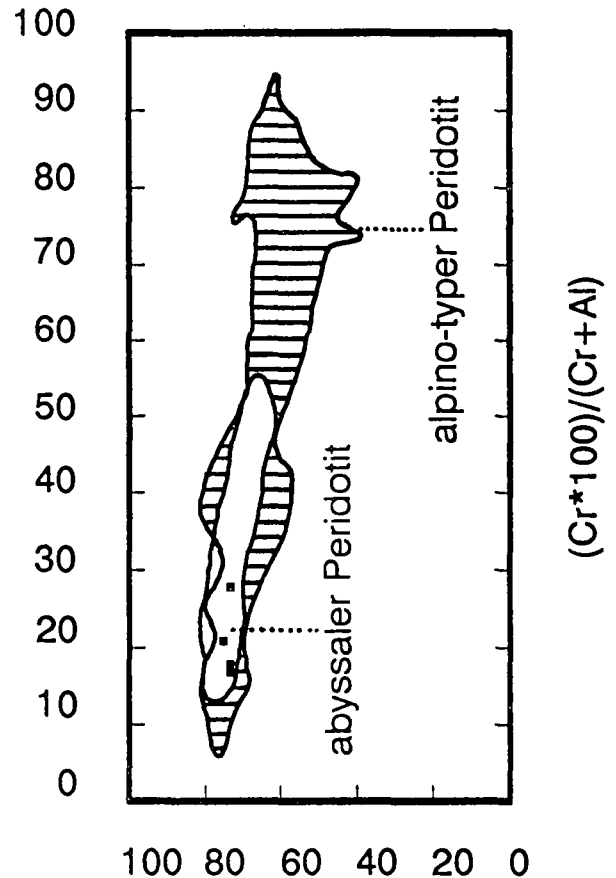


Abb. 6.
Mg* vs. Cr*-Diagramm mit entsprechenden Feldern für abyssalen und alpin-typen Peridotit. Ausgefüllte Quadrate bezeichnen die Spinellanalysen des Moosgraben-Serpentinites.

den, jenen Serpentinikörper des Moosgrabens etwas genauer zu charakterisieren.

Die wichtigsten Parameter zur Klassifizierung solcher Gesteine anhand von Spinellen sind deren Gehalte an Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Cr und Al sowie die Angabe von TiO₂ in Gew.-%.

In Tabelle 4 sind die Verknüpfungen dieser Parameter mit den entsprechenden Werten aus den Analysen 1 bis 4 aufgelistet.

Bei Zugrundelegung der Arbeit von DICK & BULLEN (1984) – aus dieser Arbeit stammen, falls nicht gesondert erwähnt, die nachfolgend benutzten, abgeänderten Diagramme – ergibt sich folgende Zuordnung:

Tabelle 4.
Parameter zur Klassifikation der Spinelle des Moosgraben-Serpentinites, erhalten aus der chemischen Analyse. Diese Werte entsprechen den Quadraten (■) in den Diagrammen der Abb. 6–10.

Analyse	1	2	3	4
Mg* P Mg/Mg+Fe ²⁺	0,76	0,73	0,74	0,74
Cr* = Cr/Cr+Al	0,20	0,28	0,18	0,17
TiO ₂ [Gew.-%]	0,059	—	—	—
Fe ³⁺	0,652	0,641	0,516	0,535
Cr	3,133	4,317	2,823	2,687
Al	12,215	11,042	12,661	12,778

Aufgrund des Cr*-Verhältnisses von maximal 0,28 sind unsere Spinelle typisch für abyssale Peridotite, genauer dem Typ I (Cr* < 0,6) und/oder Typ II, definiert als „transitional“, bzw. den entsprechenden alpinotypen Äquivalenten. Die Abb. 6 belegt dies deutlich. Aus dieser Darstellung geht auch die Tatsache hervor, daß mit steigendem Cr* die Werte für Mg* negativ korrelieren.

Betrachtet man an dieser Stelle nochmals die chemische Analyse, so erkennt man eine Übereinstimmung mit abyssalen Spinell-Peridotiten, da deren Spinelle in der Regel Fe₂O₃-Gehalte unter 5 Gew.-% haben und der TiO₂-Gehalt gering bis vernachlässigbar ist. Sie unterscheiden sich damit deutlich von Plagioklasperidotiten, Duniten, Troctolithen und ähnlichem (siehe dazu Abb. 7).

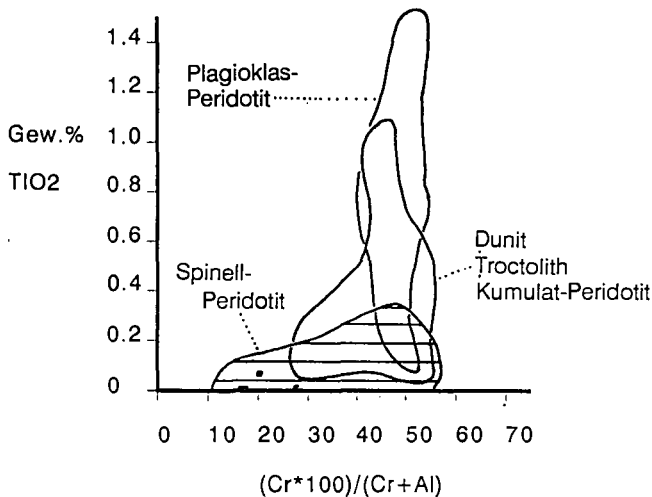


Abb. 7. TiO₂ vs. Cr*-Diagramm zur Zuordnung von Spinellen abyssaler Peridotite. Symbole wie in Abb. 6.

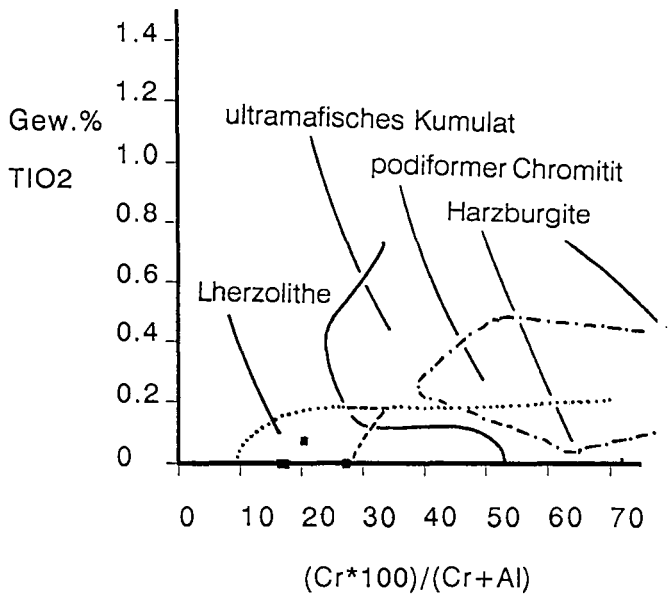
Trägt man jene TiO₂-Gehalte in ein Diagramm vs. Cr*, bzw. Mg* vs. Cr* (siehe dazu POBER & FAUPL, 1988) so erkennt man eine Zuordnung zu den Lherzolithen (Abb. 8), die ja mit Harzburgiten über 95 % der alpinotypen Spinellperidotite abdecken.

Im allgemeinen wird für alpinotype Peridotite eine Platznahme im festen Zustand sowie eine Beanspruchung durch tektonische Vorgänge angenommen. Die Chromspinelle treten meist als amöboide Körner, interstitial zu Olivin und Pyroxen in Erscheinung („late magmatic spinels“), entstanden mit Olivin durch inkongruentes Schmelzen von Enstatit und Diopsid*).

Typisch für Lherzolithen sind Aluminospinelle, d.h. sie weisen Cr*-Zahlen von maximal 0,4 auf. Dies ist ein Hinweis auf hohen Druck als Teil der Bildungsbedingungen, da sie ihr Aluminium aus einer Granataufschmelzung oder aus aluminiumreichen Pyroxenen bezogen haben könnten. Das Maß einer solchen Aufschmelzung ist allerdings nicht sehr groß gewesen, da ja der Cr*-Wert direkt proportional zu dieser Reaktion ist. Wie aus Abb. 9 zu erkennen ist, fallen unsere Spinellanalysen – koexistierend mit einem Olivin (Fo⁹⁰) –

*) Möglicherweise erklärt sich aus dieser Reaktion ein primärer CaO-Reichtum des Gesamtgesteines, der den enormen Calcium-Gehalt in der chemischen Analyse, auch unter Annahme einer starken Veränderung, etwas verständlicher macht; Enstatit in den Typen I und II, bei letzterem im Bereich geringer Chromgehalte, zeigen sehr hohe CaO-Werte.

an den Beginn des Aufschmelzungspfades. Diese qualitativ sicher richtige Darstellung impliziert für ein zunehmendes Cr* eine Fe²⁺-reichere Spinellzusammensetzung.



Spinellzusammensetzung für

..... Lherzolithen

— Harzburgite

--- Kumulate

..... podiformer Chromitit

▲ a

▼ b

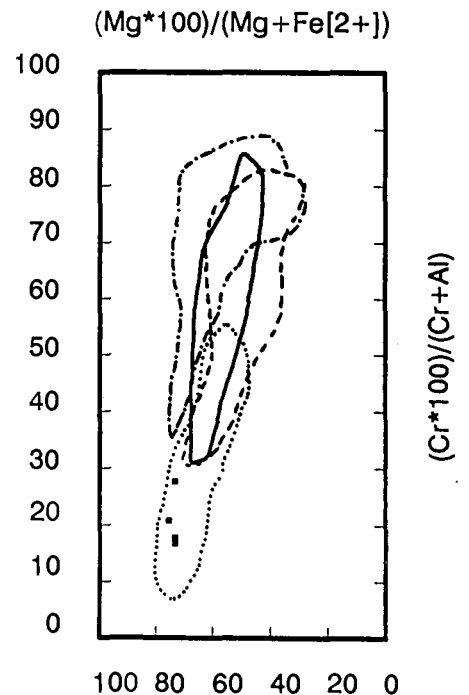


Abb. 8. TiO₂ vs. Cr* (a) und Mg* vs. Cr* (b) Diagramme als Zuordnungsmöglichkeit von Spinellanalysen zu verschiedenen ultramafischen Gesteinen. Aus POBER & FAUPL (1988, abgeändert); Symbole aus Abb. 6.

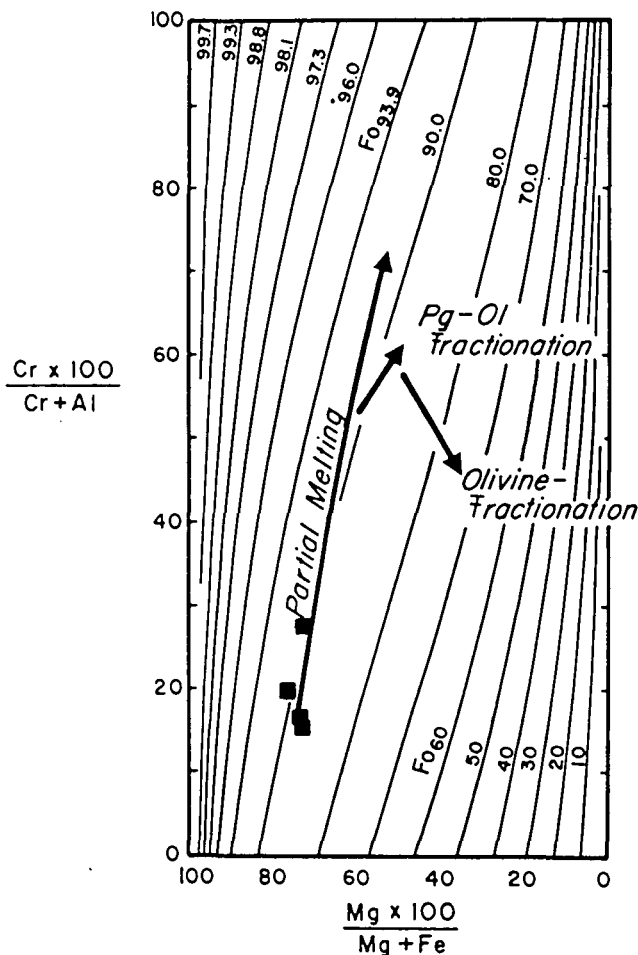


Abb. 9. Der Pfad des partiellen Schmelzens eines Ultramafits, ausgedrückt durch die Spinellgehalte in einem Diagramm Cr^* vs. Mg^* . Die Linien bezeichnen einen jeweiligen Forsteritgehalt des koexistierenden Olivins; Symbole wie in Abb. 6.

Eine weitere Aussage bezüglich des Serpentinits des Moosgrabens läßt sich treffen, wenn man die Spinellanalysen in das Dreieck $Cr - Fe^{3+} - Al$ einträgt (siehe dazu Abb. 10). In dieser Darstellung, die zwischen Kumulat und Tektonit zu unterscheiden versucht, sind unsere Spinelle eindeutig einem Tektonit zuzuordnen und zwar jenem Josephine Peridotit, der als Typ II, also „transitional“ angesehen wird. Sieht man nun einen Zu-

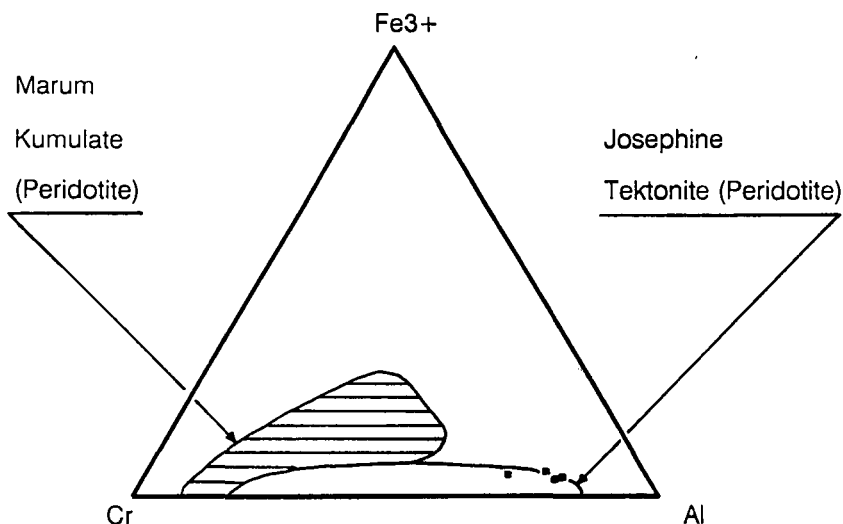


Abb. 10. Dreiecksdarstellung $Cr - Fe^{3+} - Al$ zur Unterscheidung von Kumulaten (Marum Peridotit) und Tektoniten (Josephine Peridotit). Symbole wie in Abb. 6.

sammenhang mit den VAG-Exotika der südostbayerischen Flyschzone, so könnte man den Serpentin des Moosgrabens als Typ II-Peridotit mit niedrigem Cr^* bezeichnen, gebildet z.B. an einem jungen Inselbogen.

An dieser Stelle wird nun ein kurzer Vergleich mit anderen Peridotiten und Ophioliten interessant.

Peridotite aus dem Paläozoikum (Abb. 11a) – Hochgrößen und Habachformation – dürften gänzlich andere Bildungsbedingungen aufgewiesen haben, da deren Spinelle in den benutzten Diagrammen ganz andere Bereiche abdecken; ähnliches gilt für die jurassischen Peridotite des Tauernfensters bzw. des Unterengadiner Fensters (Abb. 11b). Die Spinellkernanalysen des letzteren deuten aber in Richtung höherer Druck- und Temperaturbedingungen, wie sie auch für den Moosgraben-Serpentin angenommen werden müssen.

Am vergleichbarsten erweisen sich die Analysen aus der „Lherzolitischen Subprovinz“ der Dinarischen Ophiolite, die der Erosion ab der Mittelkreide zugänglich waren, sowie die West-Ligurischen Ophiolite, beide allerdings verschoben zu etwas geringeren Mg^* -Zahlen (Abb. 11c und 11d).

4. Abschließende Bemerkungen

Beim Serpentin des Moosgrabens handelt es sich um einen durch tektonische Vorgänge beanspruchten, jedoch kein erkennbar gerichtetes Gefüge aufweisenden, wenig aufgeschmolzenen Spinellperidotit, genauer um einen Körper von ursprünglich lherzolitischer Zusammensetzung.

Ob es sich nun, ausgehend von der Spinellbetrachtung, um einen Ultramafit vom Typ I, dh. Abkömmling eines mittelozeanischen Rückens, oder um einen Typ II handelt (Definitionen wie bereits erwähnt nach DICK & BULLEN, 1984) kann nicht eindeutig entschieden werden. Allerdings sehe ich mich veranlaßt, aufgrund der Ähnlichkeiten zum Josephine Peridotit, wegen des recent geologischen Zusammenhangs zu den VAG-Exotika vom Nordrand der Ostalpen (siehe VIELREICHER, 1989) und nicht zuletzt bedingt durch die Spinellanalysen von HENRY & MEDARIS (1980) – im besonderen des „Signal Butte“-Körpers, der ja in Verbindung zu einem „volcanic arc“ gesehen wird – den Serpentin des

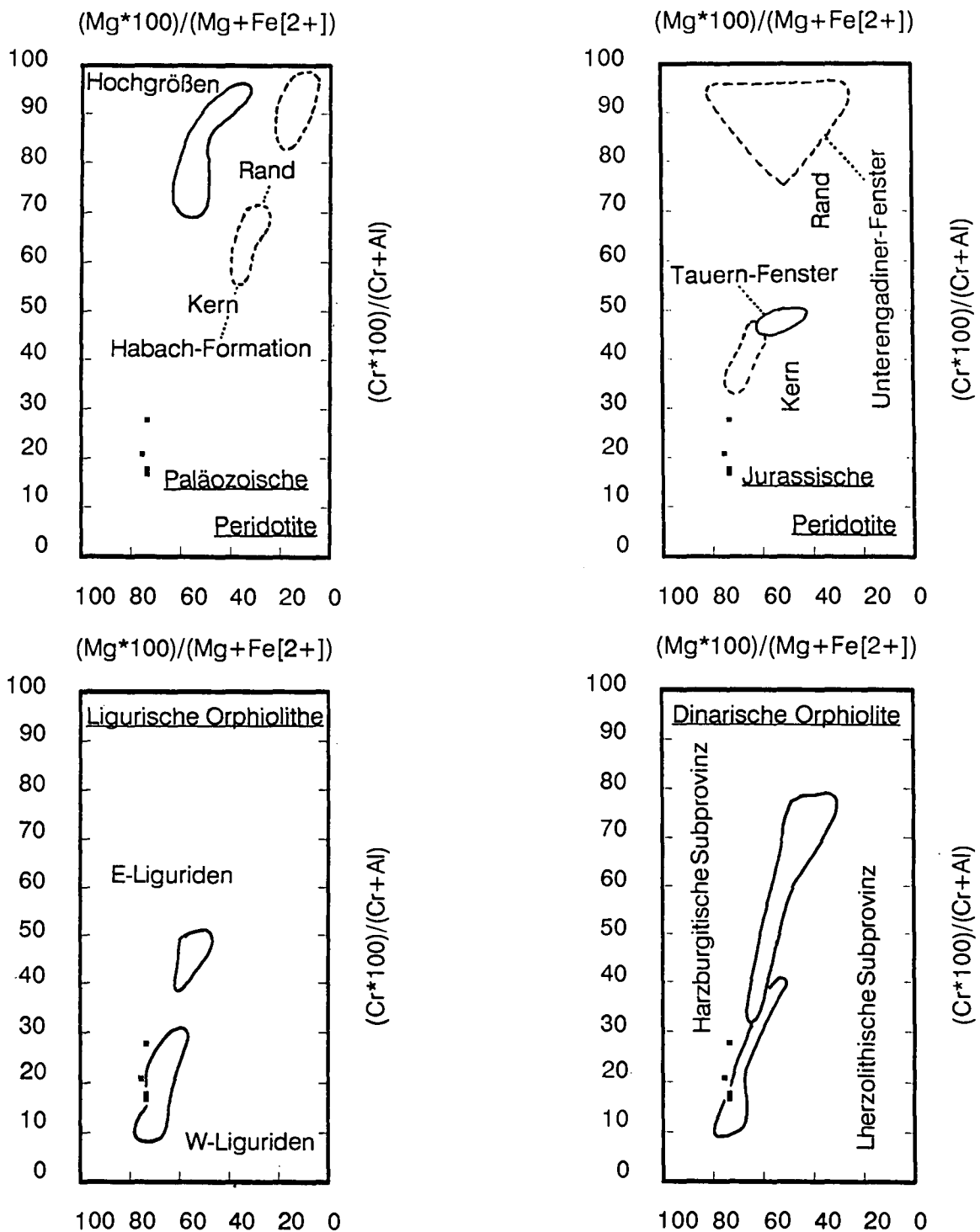


Abb. 11. Verteilung der Spinellanalysen im Diagramm Mg^* vs. Cr^* für paläozoische, jurassische Peridotite sowie für dinarische und ligurische Ophiolite. Ausgefüllte Quadrate entsprechen den eigenen Analysen. Die Diagramme stammen, in abgewandelter Form, aus der Arbeit von POBER & FAUPL (1988).

Moosgrabens dem „transitional type“, also Typ II zuzu-rechnen. Im allgemeinen steht dieser Typ für

“... complex multi-stage melting histories not found at mid-ocean ridges. Such petrogenesis may include areas where a young island-arc was constructed on an older crust ... or sections across the transition from arc to oceanic lithosphere ... from lithosphere formed at the earliest stages of arc or continental rifting to more typical oceanic lithosphere in a maturing oceanic basin, or across small aborted intra-arc rift basins preserved within paleo-arcs“ (DICK & BULLEN, 1984, S. 73).

Als ähnlich bezüglich der Spinelle dürfen die dinarischen Ophiolite der „Lherzolithischen Subprovinz“ bzw. die Ophiolite der West-Liguriden gelten.

Nicht allein die Tatsache ist interessant, daß in Streichrichtung der cetschen Granitoide des Achthales (siehe VIELREICHER, 1989) ein solcher ultramafischer Körper auftaucht, sondern auch das Faktum, daß solche Gesteine durchaus häufig am Nordrand der Ostalpen in Beziehung zu saureren Exotika zu finden sind;

z. B. im Feichtbichlergraben in der Nähe des L. v. Buch-Denkmal bei Großraming in Oberösterreich (vgl. SOLOMONICA, 1933, sowie ZIRKL, 1955, 1957). Insofern stellt sich natürlich die Frage, in wie weit die Herkunft solcher Ultramafite mit diesem granitoiden Material in Zusammenhang gebracht werden kann. Gerade für das beschriebene Vorkommen bzw. auch für das Gebiet des Gschlifgrabens bei Gmunden/OÖ ist es erwiesen, daß im Untergrund mächtige ultramafische Körper liegen, welche eine deutlich meßbare geomagnetische Anomalie verursachen (Stichworte: 1) Berchtesgadener Anomalie 2) gesperrte Diplomarbeit von REISNER, 1988, aus Leoben zum „Ultramafit von Gmunden“).

Wenn nun ein direkter Zusammenhang zwischen dem aufgeschlossenen Serpentin und jenem Ultramafitkörper des Untergrundes besteht, dh. wenn wir hier einen losgelösten Teil jenes Gesteins vor Augen haben, so muß als Mechanismus der Platznahme im Umfeld der Buntmergelserie eine Abscherung, eine Abspaltung vom „Muttergestein“, also von der Hauptmasse, angenommen werden.

In Anlehnung an das Hauptthema meiner Diplomarbeit könnte man weiter folgern: Warum sollte man, mit logischer Konsequenz, einen entsprechenden Vorgang nicht auch für die granitoiden Blöcke der Flyschzone heranziehen?

Unter dieser Voraussetzung sehen wir uns mit den granitoiden Exotica als Abkömmlingen des „Cetischen Massives“ konfrontiert, abgesichert von jenem alten Großblock und entlang einer tektonischen Bahn herauftransportiert; zu einer Zeit, als die Buntmergelserie zur Ablagerung gekommen ist.

Literatur

- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. – Geol. Rdsch., **65**, 756–767, Stuttgart.
- CORNELIUS, H.P. & FURLANI-CORNELIUS, M (1927): Einige Beobachtungen über das Serpentinvorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrand. – Verh. Geol. B.-A., **1927**, 201–205.
- DICK, H.J.B. & BULLEN, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. – Contrib. Mineral. Petrol., **86**, 54–76.
- FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen (Oberbayern) und Salzburg. – Geol. Bavarica, **66**, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München.
- HAGGERTY, S.E. (1976): Opaque Mineral Oxides in Terrestrial Igneous Rocks. – In: D. RUMBLE (Ed.): Oxide Minerals (vol. 3), Mineralogical Society of America/Short Course Notes.
- HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **18**, 167–235.
- HENRY, D.J. & MEDARIS, L.G. (1980): Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in southwestern Oregon. – Am. Jour. Sci., **280-A**, 211–231.
- PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.A., **107**, 11–69, 2 Taf., 9 Textabb., Wien.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implication for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rundschau, **77/3**, 16 Abb., 1 Taf., 641–670, Stuttgart.
- REISNER (1988): Gesperrte Diplomarbeit zum „Ultramafit von Gmunden“ (Oberösterreich) an der Montan-Universität Leoben.
- SOLOMONICA, P. (1933): Geologische Untersuchungen im Gebiete des Buchdenkmals. – Mitt. Geol. Ges., **26**, 207–211, Wien.
- STRECKEISEN, A. (1973): Plutonic Rocks. Classification and Nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – Geotimes, Vol. **18**, Nr.10, 26–30.
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale / Teil 2 / Textband - 2. Aufl., XII+822 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- VIELREICHER, R. M. (1989): Zur Petrographie „exotischer“ Blöcke in der SE-bayerischen Flyschzone. – Unveröff. Diplomarbeit an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg, 137 (+XI) S., 46 Abb., 8 Tab., 3 Photos, 15 Phototafeln.
- ZIRKL, E.J. (1955): Petrographische Beschreibung der basischen Gesteine aus dem Flysch beim W.H. Ratscher bei Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.A., **955/3**, 216–221, Wien.
- ZIRKL, E.J. (1957): Petrographische Arbeiten über basische Gesteine in der Flyschzone und Klippenzone auf den Blättern 55,57,69,70,71. – Verh. Geol. B.A., **957/1**, 108–110, Wien.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. November 1990.

Buchbesprechungen

BAUMGARTNER, P.O.: Jurassic Sedimentary Evolution and Nappe Emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). – Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, 59, 111 S., 53 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Basel (Birkhäuser Verlag) 1985.
ISBN 3-7643-1718-1.

In diesem Buch werden in englischer Sprache die Ergebnisse einer Doktorarbeit auf den Gebieten Geologie, Stratigraphie, Mineralogie und Tektonik der Argolis-Halbinsel (Peloponnes-Griechenland) behandelt.

Die mesozoisch-tertiären Serien sind in ein mehrphasiges Deckengebäude einbezogen. Zwei tertiäre tektonische „Composite Units“ und die Akros-Decke lassen sich unterscheiden.

Beide „Composite Units“ setzen sich aus einer Basalsequenz und im Oberjura darauf überschobene Deckeneinheiten zusammen. Die Adhan-Unit (externe Einheit) und die Dhidimi-Trapeziona-Unit (interne Einheit) unterscheiden sich durch eine zeitlich und faziell unterschiedliche Faziesentwicklung in der Basalsequenz und in den überschobenen oberjurassischen Decken.

Beiden Decken gemeinsam ist eine obertriadische bis mitteliassische Plattformentwicklung, die im bearbeiteten Gebiet durch pelagische Kalke überlagert wird (Maximalalter: Bajocian). Die überlagernden Radiolarite erbrachten Radiolarienfaunen des Oxford-Kimmeridge. Über den Radiolariten setzen karbonatfreie Turbidite ein, die Ophiolithdetritus enthalten. Sie entwickeln sich zu kanalisierten Ophiolith-Brekzien und schließlich bis zu mehrere 100 m mächtige Ophiolith-Olistostromen (Potamiformalion).

Die Pillowlaven der Mighalitsa-Decke weisen auf ein environment eines Ozeanbodens hin. An der externen Adhami-Basaltsequenz wird die Radiolaritformation von ophiolithführenden lithischen Kalkareniten und darüber durch mehrere 100 m mächtige Hornsteinkalk-Brekzien überlagert. Diese Brekzie erbrachte Radiolarienfaunen des Tithon.

Die Asklepien-Decke beginnt in der Untertrias mit sauren Vulkaniten, gefolgt von Hornsteinplattenkalken, die bis in den Lias reichen. Die überlagernden Gesteinsserien entsprechen den anderen Einheiten und werden grobklastisch. Das Fehlen von Erosionsprodukten der Asklepien-Decke in den innersten klastischen Sequenzen wird als Phänomen einer Obduktion gesehen. Das oberjurassische Deckengebäude wurde tiefgreifend erodiert und von mittelkretazischen bis alttertiären mesoautochthonen Serien überlagert.

Im Paläogen fand eine weitere Zerlegung durch Einengung/Überschiebung statt (die frühtektonischen Vorgänge erinnern im Prinzip an ähnliche Mechanismen, die z.B. in den Kalkalpen beobachtet werden können).

Die hier entwickelte Radiolarienstratigraphie hat große übergeordnete Bedeutung und gab bereits Anlaß zu weiteren stratigraphischen Untersuchungen von Radiolariten.

Das Buch stellt überdies ein ausgezeichnetes Modell der Bearbeitung und der abgeleiteten tektonischen Vorstellungen dar. Es wird Geologen, insbesondere Sedimentgeologen, tektonisch Interessierten sowie Interessenten an Jurastratigraphie empfohlen.

Wegen seiner Beispielhaftigkeit sollte dieses Buch an keinem geologischen Universitätsinstitut fehlen.

GERHARD SCHÄFFER

BLOOM, A.L.: Die Oberfläche der Erde. – Geowissen kompakt, 1, 2., überarbeitete Auflage, 204 S., 50. Abb., Stuttgart (Enke-Verlag) 1989.
12×19 cm, kartoniert, Dm. 24,80.–
ISBN 3-432-88372-2.

Die Neuauflage dieses Bandes zeigt, daß die in dieser Reihe verfolgte Absicht, kurzgefaßt einen Überblick über ein Sachgebiet zu bieten, beim Publikum – das sich dabei vermutlich aus benachbarten wissenschaftlichen Disziplinen und Laien rekrutiert – durchaus ein Echo gefunden hat. Die überarbeitete Neuauflage dieses Bandes, der die geomorphologischen Prozesse sehr instruktiv in systematischer Form erläutert und mit gut gewählten Abbildungen unterstützt, wird den Intentionen dieser Reihe wiederum voll gerecht. Als Kritikpunkt wäre anzumerken (und für die nächste Auflage vorzuschlagen), daß für den deutschsprachigen Leserkreis bei numerischen Angaben die Umrechnung in metrische Dimensionen sicher vorteilhaft empfunden würde.

JULIAN PISTOTNIK

DONOVAN, S.K. (Hrsg.): Mass Extinctions: Processes and Evidence. – XIV + 266 S., Stuttgart, Enke 1989.
DM 78.–

Als zu Ende der 70-er Jahre Luis Walter ALVAREZ und die Berkely-Gruppe erstmals die Theorie einer globalen Katastrophe an der Kreide/Tertiär-Grenze vorstellten, ausgelöst durch ein extraterrestrisches Ereignis, löste dies eine wahre Lawine einschlägiger Publikationen zum Thema Massensterben in der Erdgeschichte aus. Denn es war klar, daß es auch zu anderen Zeiten erhöhte Aussterberaten gab, die einer Erklärung harrten. Vulkanismus, Meeresspiegelschwankungen, abrupte Klimaänderungen und eine Reihe anderer möglicher Ursachen wurden dafür verantwortlich gemacht. Doch, wie meistens, gab es in vielen Fällen begründete Einwände gegen solche Annahmen. Dies änderte sich schlagartig mit dem Erscheinen der ALVAREZ-Theorie: Nun schien plötzlich eine Idee vorhanden, mit der sich anscheinend gut arbeiten ließ und die die aus der Frühzeit der paläontologischen Forschung stammende Katastrophen-Lehre nicht nur zu bestätigen schien, sondern in abgewandelter Form neu aufleben ließ. In der Tat konnte bis heute an über 100 Stellen auf der Erde bestätigt werden, was die erwähnten US-Forscher bereits zu Beginn für die Kreide/Tertiär-Grenze vermuteten: Jedes Jahr erscheinen rund 500 Publikationen, die über geochemische Anomalien oder isotoopenchemische Veränderungen, Schockquarze, Mikrosphären oder sonstige auffallende Evidenzen an geologischen Zeitgrenzen berichten und dafür mehr oder weniger deutlich einen Besuch aus dem Weltraum verantwortlich machen. Die Grundlage aller dieser Spekulationen bildet jedoch das von Paläontologen gesammelte Datenmaterial, das im vorliegenden Sammelband mit einer Ausnahme (Kapitel 3) ausführlich behandelt wird.

Die in leicht verständlichem Englisch geschriebenen 12 Beiträge beginnen mit A. HOFFMANN's Ausführungen zu den wechselvollen Vorstellungen der Paläontologen über Massensterben, sozusagen die Ära vor und nach der Präsentation der Alvarez-Hypothese; S.K. DONOVAN erklärt anschließend die paläontologischen Kriterien für ein Massensterben; C. ORTH, der

„Iridium-Polizist“, gibt in der Folge ausführlich Einblick in die geochemische Methodik des Nachweises verschiedener Edelmetalle der Platin-Gruppe; die weiteren Beiträge befassen sich mit 9 größeren Massensterben vom Präkambrium bis in das Quartär.

Welche Theorie ist nun die richtige, jene der Gradualisten oder die der Vertreter von Katastrophen? Von den Autoren stimmen 8 für Meeresspiegelschwankungen oder drastische Klimaänderungen als auslösendes Moment und nur einer, nämlich C. ORTH, für ein extraterrestrisches Ereignis. Dem Referenten und denjenigen, die sich mit dieser Materie näher befassen, ist aber klar, daß dieses Votum bei einer anderen Zusammensetzung der Beitragslieferanten nicht so gelautet hätte – wie dem auch sei, die laufenden weltweiten Untersuchungen werden früher oder später Klarheit bringen, ob die Bombe aus dem Weltraum nur für das Ereignis vor 66 Millionen Jahren verantwortlich war oder, periodisch oder nicht, auch zu anderen Zeiten auf die Erde fiel.

Das Erfreuliche an dem Buch ist vor allem der fundierte Überblick, den der historisch interessierte Geologe damit in kurzer Zeit und aus erster Hand gewinnen kann. Es ist voll mit einer Fülle an Details über geologische und biologische „Schlagbäume“ in der Erdgeschichte, gut, wenn auch nicht übermäßig reich mit Graphik ausgestattet und das zu einem vernünftigen Preis. Es sollte in keiner erdwissenschaftlichen Bibliothek fehlen.

HANS PETER SCHÖNLAUB

FECKER, E. & REIK, G.: Baugeologie. – 418 S., 486. Abb., 69 Tab., Stuttgart (Ferdinand Enke) 1987. ISBN 3-432-96061-1.

Mit diesem Buch ist den Autoren und dem Verlag ein Werk gelungen, das versucht hat, mehrere Ziele zu erreichen.

In übersichtlicher Form sind die Notwendigkeiten, Methoden, Aufgaben und Anliegen für den Ingenieurgeologen und Geotechniker dargelegt. Das Buch ist geeignet, das notwendige gegenseitige Verständnis zwischen Ingenieuren und Geologen zu wecken – eine sehr wichtige Voraussetzung für das gute Gelingen eines Bauwerkes.

Durch eine ungenügende Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse in der Planungsphase sowie bei der Durchführung eines Projektes, also bei Nichtbeachtung der natürlichen Gegebenheiten, wurden bereits zahlreiche Menschenleben vernichtet und wirtschaftliche Mißerfolge in Milliardenhöhe verursacht.

Fehlentwicklungen (z.B. zu kurze Studienzeit für das umfassende Fachgebiet der Ingenieurgeologie oder das häufig zu beobachtende Verhalten, bodenmechanische Untersuchungen als Ersatz für ingenieurgeologische Untersuchungen zu verwenden) werden objektiv dargestellt. Durch die Visualisierung der Sachbereiche, Methoden, Klassifizierungen und Vorgangsweisen der Ingenieurgeologie mittels Abbildungen und Tabellen wird das Werk leicht verständlich.

Das behandelte fachliche Spektrum reicht von allgemeiner Geologie, Gesteinskunde, Gesteins-Gebirgsgefüge, Gebirgsspannung über die Erhebung bis zur Darstellung baugeologischer Daten, wobei auf die reichhaltigen Methoden, die in der Ingenieurgeologie Verwendung finden, systematisch eingegangen wird. (Beispiele: geologische, stratigraphische und petrographische Karten, Baugrunderkarten, geologische Profile, Photogeologie-Luftbildauswertung, Photographie, Radarverfahren, geophysikalische Untersuchungen inklusive Bohrlochmessungen, grundwasser-, boden- und reliefkennzeichnende Pflanzen, Grünverbau).

Weiters werden die Themen „Materialeigenschaften von Böden, Gesteinen und Gebirge“, das „Wasser im Boden und Fels“ bis hin zu Themen wie „Baugeologisches Gutachten“ und zur Dokumentation ausgeführt. Die Gestaltung des Buches wird durch Verzeichnisse, die Literatur, Normen und Empfehlungen, Orte und Index betreffen, abgerundet.

Die Benutzung dieses Buches wird Ingenieuren des Bauwesens, der Wildbach- und Lawinenverbauung und des Wasserbaues, Ingenieurgeologen und Geologen, aber auch Planern

(z.B. Raum- und Landschaftplanern) zur Förderung des fachüberschreitenden Verständnisses, sowie den Studenten dieser Fachbereiche als Nachschlagewerk empfohlen.

GERHARD SCHÄFFER

FETTWEIS, G. & HAMANN, G. (Hrsg.): Über Ignaz von Born und die Societät der Bergbaukunde. – Veröff. d. Komm. f. Geschichte d. Mathematik, Naturwissenschaften und Medizin, 49 (Sitzber. Österr. Akad. Wiss., phil.-hist. Kl., 533), 156 S., 12 Abb., Wien (Verlag d. ÖAW) 1989. Broschürt, öS 280.–, DM. 40.– ISBN 3-7001-1631-4.

Das vorliegende Bändchen enthält Vorträge einer Gedenkveranstaltung zur 200. Wiederkehr des Gründungstages der ältesten internationalen Gesellschaft, die am 24. September 1886 bei der Österreichischen Akademie der Wissenschaft in Wien stattfand. Ignaz von Born gab den Hauptanstoß zur Gründung der „Societät der Bergbaukunde“, die ausschließlich international ausgerichtet sein sollte. Ignaz von Born gilt in Österreich und in den Nachfolgestaaten der Österreichisch-Ungarischen Monarchie als Begründer der modernen Bergbau- und Geowissenschaften. Im 18. Jahrhundert waren diese beiden Wissenschaftszweige noch eng miteinander verbunden. Born hatte in Prag und Schemnitz (Banska Stiavnica = Selmecbanya im slowakischen Erzgebirge) studiert. Später entwickelte er ein Amalgamationsverfahren. Anlässlich der Vorführung dieser Methode in Szklno (Glashütten) bei Schemnitz im Jahre 1786 wurde die „Societät der Bergbaukunde“ gegründet, die aber nur 5 Jahre Bestand hatte. Als Nachfolgeorganisation kann heute der Weltbergbaukongreß angesehen werden (gegr. 1957), der allerdings nur mehr die Bergbaukunde zum alleinigen Inhalt hat.

Im vorliegenden Band werden folgende Vorträge der Gedenkveranstaltung veröffentlicht:

- HAMANN, Günter: Ignaz von Born und seine Zeit (S. 11–23),
- FETTWEIS, Günther B.: Bergbau, Bergbauwissenschaften und die Societät der Bergbaukunde (S. 24–46),
- ALMGREN, Gunnar und HELTZEN, Anders: Fortschritte auf dem Gebiet der Bergbauwissenschaften im 18. Jahrhundert, dargestellt am Wirken der skandinavischen Mitglieder der Societät der Bergbaukunde (S. 47–57),
- WEISS, Alfred: Das k. k. Montanwesen in der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts (S. 59–66).

In den Anhängen 1 und 2 (S. 67–153) werden auszugsweise Reproduktionen aus der „Bergbaukunde“ (1. Band, Leipzig 1789, 2. Band, Leipzig 1790) abgedruckt; hier sind auch die Satzungen der Societät im Original wiedergegeben, aus welchen hervorgeht, daß auch die Geowissenschaften des 18. Jahrhunderts als Forschungsgebiet mit einbezogen waren: unter Punkt 1 wird als Gegenstand „physische Erdbeschreibung“ und unter Punkt 2 „Mineralogie auf Chemie gegründet“ angegeben; Punkt 3–6 sind montanischen Fächern gewidmet. Interessant zu bemerken ist, daß bereits im 18. Jahrhundert der Forschungsgegenstand „Geschichte des Bergbaus“ (Punkt 5) betrieben wird.

Dieses Bändchen gibt einen Einblick in die Wissenschaftsgeschichte am Vorabend der industriellen Revolution in Mitteleuropa aus der Sicht der Bergbau- und Geowissenschaften.

TILFRIED CERNAJSEK

HEINRICHS, H. & HERRMANN, A.G.: Praktikum der Analytischen Geochemie. – XIV + 669 S., 64 Tab., 49 Abb., Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo – Hong Kong (Springer-Verlag) 1990. DM 78.– ISBN 3-540-51874-6.

Das vorliegende Lehrbuch ist eine überarbeitete und stark erweiterte Neuauflage des 1975 im Springer-Verlag erschiene-

nen Buches „Praktikum der Gesteinsanalyse“. Nach wie vor ist es ein Leitfaden zur Erlernung und Anwendung der Gesteins- und Mineralanalyse und stellt eine wichtige Informationsquelle für praxisbezogene Lehrveranstaltungen und den täglichen Laborbetrieb dar.

Das Buch ist in zwei Teile gegliedert.

Teil I „Grundlagen“ beschäftigt sich einleitend mit den geowissenschaftlichen Grundlagen der Gesteinsanalyse, der analytischen Problematik bei der Bestimmung von Haupt-, Neben- und Spurenelementen, dem Arbeitsprogramm für Lehrveranstaltungen „Quantitative Gesteins- und Mineralanalyse“ sowie mit Größen und Einheiten. In den anschließenden Kapiteln wird dann auf die Entnahme und Bearbeitung von Proben, auf die Beurteilung von Analysendaten, auf die Anforderungen an analytische Einrichtungen sowie auf die Grundlagen der Gravimetrie, Titrimetrie, Spektralphotometrie, AAS, AES, ICP-AES, ICP-MS und Verdampfungsanalyse eingegangen.

Im Teil II „Analysenmethoden“ werden verschiedene Aufschlußverfahren beschrieben und die Berechnung von Meßdaten an Hand von Beispielen erläutert. Auf 240 Seiten werden dann detailliert die Verfahren zur Bestimmung von Haupt- und Nebenbestandteilen sowie die spektrometrische Bestimmung von 49 chemischen Elementen beschrieben. Kapiteln über mögliche Kontamination bei der Probenvorbereitung und Analyse sowie über Entsorgung von Laborabfällen runden dieses Buch in gelungener Weise ab.

Das preiswerte und aktuelle Praktikumsbuch ist ohne Zweifel eine Pflichtlektüre für Studierende, Praktiker und Forscher auf dem Gebiet der Analytischen Chemie, der Geowissenschaften und der Umweltforschung. Es ist auch jenen Auftraggebern zu empfehlen, die – seien sie nun Geologen, Biologen, Soziologen oder ähnliche -logen – im Sinne ihrer ganzheitlichen Betrachtungsweise dem Analytiker den Auftrag geben, irgendein Probenmaterial zu untersuchen nach dem Motto: „Bitte einmal Chemie; Elemente laut Periodensystem, von links oben nach rechts unten“.

PETER KLEIN

HEITFELD, K.-H.: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgestein. – 695 S., 390 Abb., 55 Tab., Berlin – Heidelberg – New York (Springer-Verlag) 1985.

In diesem Buch wird die wissenschaftliche Bilanz über ein fünfjähriges Schwerpunktprogramm der deutschen Forschungsgemeinschaft vorgelegt. Vorbereitet wurde das Programm durch die Arbeitsgruppe „Zur geomechanischen Forschung in der Bundesrepublik Deutschland“. Mit 6,3 Mio. DM wurde es finanziert. Die Ergebnisse wurden in nationalen und internationalen Gremien und Tagungen diskutiert.

Das Schwerpunktprogramm „Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen“ resultiert aus der Erkenntnis, daß es zwischen den Gesteinstypen – Festgesteine und Lockergesteine (wobei letztere häufig von der Bodenmechanik bearbeitet werden) – ein weites Spektrum von veränderlich festen Gesteinen gibt. Grundkenntnisse über diese sind jedoch sehr wichtig, da sie einen wesentlichen Teil unseres Baugrundes bilden und daher für die Gründung von Bauwerken eine wesentliche Bedeutung haben. Genauso spielen die veränderlich festen Gesteine bei der Entstehung von Massenbewegungen eine wesentliche Rolle.

Es handelt sich dabei vor allem um:

- Wechsellagerung von Fest- und Lockergesteinen.
- Wechselnd feste Gesteine (diese verändern ihre Festigkeitseigenschaften bei Wasserzufuhr).
- Verwitterungsbedingte Übergangsgesteine.

Der Aufgabenstellung entsprechend ist der behandelte Themenbereich des Buches weit gestreut.

Verwitterungsfragen, Rutschungsprobleme, quartäre Sedimente, Gesteinstrennflächen und Gefügetektonik, Vorbelaugung und Eigenspannung von Böden, Anwendung geophysikalischer Methoden und stärker anwendungsorientierte Vorhaben einschließlich Stabilisierung charakterisieren die Schwerpunkte dieses Werkes, wobei deutlich wird, wie weit der Wissensstand bereits gediehen ist (Beispiel: Kriechverhalten gefüllter Gesteinstrennflächen).

Die Besonderheit dieses Buches besteht darin, daß jeder Themenbereich von Bearbeitern verschiedener Fachrichtungen behandelt wurde: Ingenieurgeologen, Hydrogeologen, Felsmechaniker, Bodenmechaniker, Geophysiker, Mineralogen und Bodenkundler wirkten mit. Dadurch ist es seitens der Planung, des Mitteleinsatzes für Grundlagenforschung und von den Ergebnissen her auf dem Gebiet der Ingenieurgeologie einmalig und faszinierend.

Es bleibt zu hoffen, daß die im Rahmen dieses Bandes erarbeiteten Ergebnisse aus dem Bereich der Grundlagenforschung bald Anwendung in der Praxis erfahren werden.

Auf Grund des interdisziplinären Bearbeitungscharakters wird das vorliegende Werk Geologen, insbesondere Ingenieurgeologen, Hydrogeologen, Ingenieuren (Bauwesen, Wildbachkunde, Wasserbau, Landschaftsplanung etc.) wärmstens empfohlen. Das Werk sollte in jeder geowissenschaftlichen Bibliothek vorhanden sein.

GERHARD SCHÄFFER

KOBRANOVA, V.N.: Petrophysics. – 375 S., 168 Abb., Moskau (Mir Publ.) – Heidelberg (Springer-Verlag) 1986.

ISBN 3-540-51524-0.

ISBN 0-387-51234-0.

Auf 375 Seiten und in 168 Abbildungen wurde versucht, einen Überblick über die Physik geologischer Körper und von Mineralen zu geben. Vorweggenommen: der Versuch ist zum größten Teil gelungen.

Die Gliederung des umfang- und datenreichen Stoffes ist übersichtlich und straff. Jedes Kapitel (insgesamt 13, unter anderem: Porosität, Dichte, Permeabilität, Leitfähigkeiten, magnetische Eigenschaften, Radioaktivität, Elastizität) wird durch einen theoretischen Unterabschnitt eingeleitet, dem eine Klassifikation der betrachteten Objekte hinsichtlich der jeweiligen physikalischen Eigenschaften folgt. Selbst Verweise und kurze, aber genaue und instruktive Darstellungen der geeigneten Meßmethoden fehlen nicht. Besonders wichtig und instruktiv sind die Erörterungen der – soweit bisher bekannten – Zusammenhänge zwischen den physikalischen Parametern und ihrer gegenseitigen Abhängigkeit.

Eine besondere Würdigung verdienen die 24, oft mehrseitigen Tabellen, die trotz ihres umfassenden Inhaltes übersichtlich geblieben sind.

Nur an wenigen Punkten muß Kritik ansetzen. Vor allem sind dies der sehr schwächig ausfallende Subject Index (es ist einfacher, will man gezielt etwas suchen, nach dem Inhaltsverzeichnis vorzugehen), und das noch dürrtger ausgefallene Literaturverzeichnis, das der Fülle der gebrachten Information überhaupt nicht entspricht.

Angesprochener Leserkreis: alle Geologen, Geophysiker und Mineralogen/Petrographen mit Ausnahme von Anfängern.

HERBERT HEINZ

MURRAY, J.W. (Hrsg.): Wirbellose Makrofossilien. Ein Bestimmungsatlas. – XIII + 266 S., 1596 Abb., Stuttgart (Enke-Verlag) 1990.
DM 128.–

Der Atlas ist eine mit vielen ausgezeichneten SW-Fotos versehene Anleitung zur Bestimmung wichtiger Makrofossilien von Evertibraten, wie Schwämmen, Stromatoporen, Hydrozoen, Scyphozoen, Korallen und Conularien, Bryozoen, Brachiopoden, Mollusken, Echinodermen, Graptolithen und verschiedenen Arthropoden, vor allem von Trilobiten. Neben den wichtigsten Merkmalen der Gattungen in Kurzform werden die stratigraphische und geographische Verbreitung sowie die palökologischen Verhältnisse mitgeteilt. Danach kann der Laie zwar die Ähnlichkeit zu von ihm gefundenen Fossilien auf Gattungsebene erkennen, doch muß er für weitergehende Kenntnisse zweifellos auf Spezialliteratur und Lehrbücher zurückgreifen, die ebenfalls angeführt werden. Ein ausführlicher Index ergänzt das großformatige Buch.

Der Atlas entstand durch Zusammenarbeit von namhaften Spezialisten vor allem aus dem englischen Sprachraum. Für eine erste annähernde Bestimmung des gesammelten Fossilmaterials wird er zweifellos ausreichen, zumal Fachausdrücke auf ein Mindestmaß eingeschränkt wurden. Bestimmungsschlüssel und Merkmalstabellen reichen allerdings nur bis zur Ordnung bzw. Oberfamilie, darunter sind zum Finden der Gattung nur mehr Fotos und Beschreibungen angeführt. Mit diesem Atlas ist daher eine artliche Bestimmung von evertbraten Makrofossilien in der Regel kaum möglich. Diese Einschränkung soll aber seinen Wert nicht einschränken: Die knappe Charakterisierung einzelner Gattungen, die vorzügliche graphische Gestaltung und die vielen ausgezeichneten Fotos werden dem Ziel des Herausgebers vollauf gerecht, eine erste Bestimmungshilfe für Laien zu bieten, ohne allzu sehr abschreckende Fachausdrücke zu verwenden. Dem Enke-Verlag sei für die Übersetzung der englischen Originalausgabe großer Dank gesagt, da damit einem großen Kreis von naturwissenschaftlich Interessierten ein modernes Bestimmungsbuch in die Hand gegeben wurde, das im deutschen Sprachraum in dieser modernen Form leider lange auf sich warten ließ.

Als kleines Manko sei angemerkt, daß die Fotounterschriften lediglich einen Texthinweis bringen, wie z.B. „Bild 9.5.118“. Man könnte dann doch gleich „Genus *Hemiarques*“ als Unterschrift schreiben, um sich das eher mühsame Suchen nach der entsprechenden Stelle zu ersparen, oder?

HANS PETER SCHÖNLAUB

PETRASCHECK, W.E.: Als Geologe neben Krieg und Politik. Lebenserinnerungen. – Leobener Grüne Hefte, Neue Folge 8/4, 142 S., 5 Bildtafeln, Leoben 1988. Broschiert, öS 119.–, DM 18.– ISBN 3-85369-712-7.

Der Autor, weit über die Grenzen unseres Landes hinaus bekannt, hat seine Lebenserinnerungen (Untertitel) unter dem Titel „Als Geologe neben Krieg und Politik“ veröffentlicht. Es handelt sich wesentlich um die beruflichen Lebenserinnerungen von Prof. W. E. Petrascheck. „Neben“ Krieg ist ein understatement: der Autor konnte sich – ebenso wie alle anderen Europäer und sonstige Involvierte – dem Kriegsgeschehen nicht entziehen. Wesentlich scheint, daß Anstand und Menschenwürde die Leitmotive geblieben sind, dem schrecklichen Umfeld zum Trotz. „Neben“ trifft wohl für die Politik der damaligen Zeit zu: der Autor, angesteckt von der seinerzeitigen nationalen Aufbruchsstimmung aus wirren politischen Gegebenheiten, verhehlt nicht, einer der Infizierten gewesen zu sein. Allerdings einer, dem die Augen beizeiten aufgegangen sind, was er freimütig feststellt. Der Rezensent, als 14-Jähriger selbst noch direkt in den lebensgefährlichen Wahnsinn des Krieges hineinbeordert, kann nachempfinden, was es bedeutet hat, per „Marschbefehl“ an den Ort seines Wirkens befohlen worden zu sein.

Bei alledem Fachmann zu bleiben, die Wahrheit der Wissenschaftlichkeit zu vertreten, zeichnet den Autor als den aus, den der Rezensent in glühender Hitze Anatoliens vor mehr als dreieinhalb Jahrzehnten persönlich getroffen hat: einen Begeisterten seines Berufes, einen Berufenen, der allen widrigen Umständen zum Trotz den Enthusiasmus für die Geologie nie verloren hat.

Wer dieses Büchlein gelesen hat, hat nicht nur ein Stück Lebensgeschichte, sondern auch ein Stück österreichische Wissenschaftsaktivität über unsere Grenzen hinaus, und ein Stück Zeitgeschichte über das Persönliche hinaus präsentiert bekommen.

Der Rezensent hat dieses Büchlein zweimal gelesen, er wird es kein drittes Mal tun. Denn erstens ist es bereits bei der zweiten Lesung wegen unzulänglicher Bindung zerfallen und zweitens stehen Größe der Lettern und Zeilenabstand in einem Mißverhältnis, das die Lektüre zur Anstrengung macht. Der interessante Inhalt hätte eine bessere drucktechnische Behandlung verdient.

TRAUGOTT E. GATTINGER

SCHÖNWIESE, Ch.-D.: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. – VI + 232 S., 66 Abb., 62 Tab., Berlin – Stuttgart (Bornträger) 1985. ISBN 3-443-01021-0.

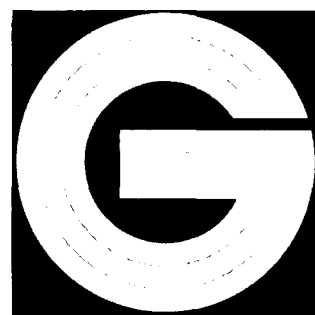
Das Buch ist gedacht als eine Einführung in die Statistik mit dem Ziel der praktischen Anwendung, ohne die üblichen Her- und Ableitungen. Die mehr als hundert Beispiele ermöglichen auch dem mathematisch weniger Vorgebildeten ein rasches Verständnis der Materie und daher ist das Buch eine gute Hilfe bei der Verwendung der in Rechenanlagen laufenden statistischen Programmpakete; einerseits für die Auswahl der Algorithmen über Hypotheseprüfungen, andererseits für das Verständnis und damit für die richtige Interpretation der Ergebnisse. Die bestimmten und erläuterten Begriffe sind durchwegs deutschsprachig, was auch angemerkt werden muß. Falls der Autor ein Thema nicht ausreichend behandelt zu haben glaubt, verweist er an der betreffenden Stelle auf ein Literaturzitat zu Ergänzung oder Vertiefung.

Den fachlichen Umfang zeigen die Kapitelüberschriften: 1. Grundlagen, 2. Eindimensionale und 3. Mehrdimensionale Stichprobenbeschreibung, 4. Theoretische Interpretationen (von der Gauß'schen Verteilung bis zu nicht-klassischen Verteilungen, wie sie in den meist nordamerikanischen Softwarepaketen enthalten sind), 5. Schätzverfahren, 6. Fehlerrechnung, 7. Repräsentanz, 8. Hypotheseprüfungen (Tests und Prüfverfahren), 9. Varianzanalyse, 10. Korrelation und Regression (zwei- und mehrdimensionale Fälle sowie – nur angerissen – multiple orthogonale Methoden), 11. Zeitreihenanalyse (samt den Filterfunktionen). Leider ist kaum erwähnt das Erkennen und Eliminieren von Ausreißern, was für manche statistische Rechnungen von Bedeutung sein kann.

Der Vielfalt der statistischen Verfahren entspricht das Verzeichnis der Symbole von immerhin 5 Seiten, wofür dem Autor zu danken ist. Ein Anhang mit Tabellen von Funktionswerten, Quantilen verschiedener Verteilungsfunktionen etc. ergänzt das inhaltlich umfangreiche Buch. Etwas kurz geraten ist das Stichwortverzeichnis.

Angesichts des gestiegenen Einsatzes von Rechenanlagen zur Auswertung immer größerer Datenmengen wären die im Titel angesprochenen Zielgruppen für dieses empfehlenswerte Buch noch zu ergänzen durch Biowissenschaftler.

OTHMAR SCHERMANN



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1991

BAND 134/2

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse
durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn.

Inhalt – Contents

Wenn nicht anders angegeben, sind die Arbeiten in deutscher Sprache geschrieben.

When there is no other mention the papers are given in German language.

Univ.-Prof. Dr. KARL METZ. 12. April 1910 – 16. Juni 1990	167	Univ.-Prof. Dr. KARL METZ. 12. April 1910 – 16. Juni 1990	167
X BLAU, J. & MEISTER, Ch.: Liasammoniten (Pliensbach) aus den Lienzer Dolomiten (Osttirol, Österreich). In englischer Sprache. Mit 17 Abbildungen und 8 Tafeln	171	BLAU, J. & MEISTER, Ch.: Liassic (Pliensbachian) from the Lienz Dolomites (Eastern Tyrol, Austria). In English language. With 17 Text-Figures and 8 Plates	171
DARGA, R. & SCHLAGINTWEIT, F.: Mikrofazies, Paläontologie und Stratigraphie der Lerchkogelkalke (Tithon-Berrias) des Dietrichhorns (Salzburger Land, Nördliche Kalkalpen). Mit 2 Abbildungen, 4 Tabellen und 4 Tafeln	205	DARGA, R. & SCHLAGINTWEIT, F.: Mikrofacies, Paleontology and Stratigraphy of the Lerchkogel Limestone (Tithonian-Berriasian) of the Dietrichhorn (Country of Salzburg, Northern Calcareous Alps). With 2 Text-Figures, 4 Tables and 4 Plates	205
X FRITZ, H.: Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). Mit 26 Abbildungen und 2 Tabellen	227	FRITZ, H.: Stratigraphy, Facies and Tectonics in the Northwestern Graz Paleozoic (Eastern Alps). With 26 Text-Figures and 2 Tables	227
KNOBLOCH, E.: Evolution von Mittel- und Oberkreidefloras in Zentral- und Westeuropa. In englischer Sprache. Mit 1 Abbildung, 4 Tabellen und 4 Tafeln	257	KNOBLOCH, E.: Evolution of Middle and Upper Cretaceous Floras in Central and Western Europe. In English language. With 1 Text-Figure, 4 Tables and 4 Plates	257
KOZUR, H. & MOCK, R.: Neue mittelkarnische und rhätische Conodonten aus Ungarn und den Alpen. Stratigraphische Bedeutung und tektonische Konsequenzen für die Budaer Berge und angrenzende Gebiete. In englischer Sprache. Mit 2 Abbildungen, 2 Tabellen und 7 Tafeln	271	KOZUR, H. & MOCK, R.: New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic Importance and Tectonic Implications for the Buda Mountains and Adjacent Areas. In English language. With 2 Text-Figures, 2 Tables and 7 Plates	271
KROIS, P. & STINGL, V.: Faziesanalyse fluviatiler Sedimente – eine Fallstudie in den Oberangerberger Schichten (Oberoligozän, Tirol). Mit 9 Abbildungen	299	KROIS, P. & STINGL, V.: Facies Analysis of Fluvial Sediments – An Example from the Oberangerberg Beds (Upper Oligocene, Tyrol). With 9 Text-Figures	299
MANDL, G.W. & ONDREJČÍKOVÁ, A.: Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Schiefertone) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. Mit 2 Abbildungen	309	MANDL, G.W. & ONDREJČÍKOVÁ, A.: A Triassic Deepwater Facies (Radiolarites, Shaley Clays) in the Northern Calcareous Alps – A Preliminary Report. With 2 Text-Figures	309
MATTMÜLLER, R.: Überlegungen zur Deckenkinematik im Engadiner Fenster. Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle	319	MATTMÜLLER, R.: Considerations on Nappe Kinematics in the Engadine Window. With 7 Text-Figures and 1 Table	319
X REITZ, E. & HÖLL, R.: Biostratigraphischer Nachweis von Arenig in der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). Mit 3 Abbildungen und 6 Tafeln	329	REITZ, E. & HÖLL, R.: Biostratigraphic Evidence of Arenig in the Northern Graywacke Zone (Eastern Alps). With 3 Text-Figures and 6 Plates	329
SCHERMAIER, A.: Geologisch-petrographische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung des Tauernfensters am Ostrand des Venedigermassivs (Hohe Tauern). Mit 13 Abbildungen und 6 Tabellen	345	SCHERMAIER, A.: Geological and Petrographical Investigations on the Pre-Alpidic Development of the Tauern Window (Eastern Margin of the Venediger Massif, Hohe Tauern). With 13 Text-Figures and 6 Tables	345
SCHULZ, B.: Deformation und Metamorphose im Thurntaler Komplex (Ostalpen). Mit 14 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Tafel	369	SCHULZ, B.: Deformation and Metamorphosis in the Thurntal Complex (Eastern Alps). With 14 Text-Figures, 2 Tables and 1 Plate	369
SCHWINGENSCHLÖGL, R.: Bruchhafte Deformation im Gebirgskörper und im Gründungsgestein von Ingenieurbauwerken. Mit 31 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln (Beilagen)	393	SCHWINGENSCHLÖGL, R.: Ruptural Deformation in Rock Masses and in Basis Rocks of Engineering Constructions. With 31 Text-Figures, 2 Tables and 2 Plates (in pocket)	393
WOLKERSDORFER, Ch.: Aufschluß an einem Tomahügel des Fernpaßbergsturzes. Mit 2 Abbildungen	439	WOLKERSDORFER, Ch.: A Toma Hill as Part of the Fernpaß Landslide. With 2 Text-Figures	439
Buchbesprechungen	443	Book Reviews	443

(Gegenüberstellung, sondern sind die Beschreibung mit
 der Natur, der er als Schöpfung gebührender Respekt
 sollte, mit der für einen Individuum eine nicht auf
 einer zur Synthese führenden meisten Ebnen, aus-
 hend von den erkannten wesentlichen und fundamen-
 talen Fakten vor. Als Letztes bestach er durch eine the-
 tonisch exzellente und beständige Vortragweise sei-
 nen Zuhörer, welche er mit seinen großen fachlichen
 Überblick, seinem sehr tiefen Instinkt für geolo-
 gische Probleme eine breite Basis an Fragestellungen,
 die sie in ihrer Arbeit weiterverfolgen konnten. So
 meinetlich hätte sich allerdings mehr Bewegung im Zu-
 sammenhang mit den ersten fachlichen Zusammenhän-
 gen gewünscht, doch widerspricht dies der Maxime von
 Metz, daß man am leichtesten schwimmen lerne,
 wenn man ins Wasser gestochen wird. Diese in der Aus-
 bildung gewährte Freiheit bot andererseits aber auch
 bei genügend eigener Initiative die Möglichkeit, ohne
 schulischer Zwang nach unkonventionellen, manchmal
 originellen Lösungen zu gelangen und die eigene
 Kreativität ungehindert zu entfalten – was Metz dann
 allerdings nicht nur in seinen Vorträgen, sondern in
 Über die Arbeit bei solchen Anlässen, wie bei allen fachli-
 chen und sonstigen Auseinandersetzungen mit ihm, wo
 in der Hitze des Gefechts manchmal Schwächen offen-
 bar wurden, konnte man – oft erst später, aber schlie-
 ßlich immer – seiner lächelnden und gerechten Mensch-
 lichkeit vertrauen.

Univ.-Prof. Dr.

KARL METZ

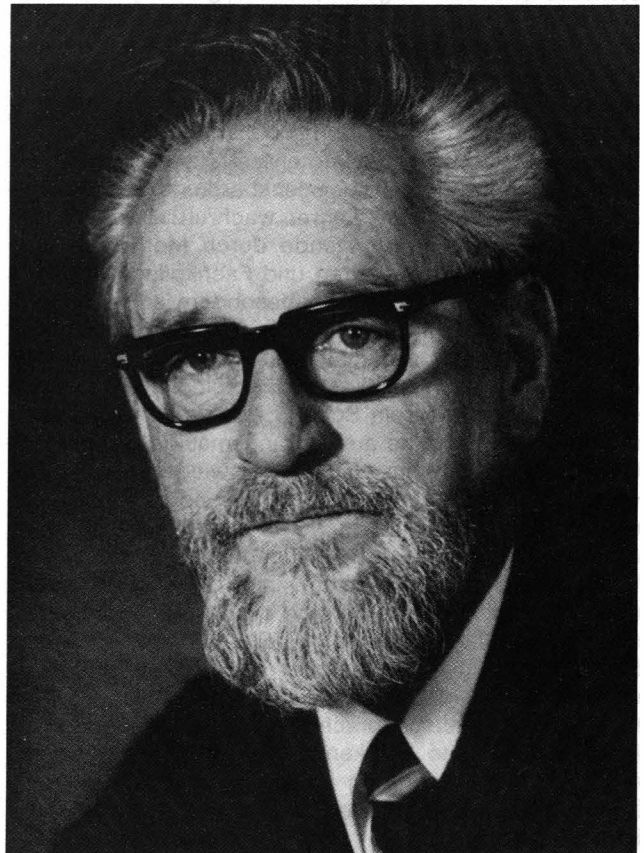
12. April 1910 – 16. Juni 1990

Am 16. Juni 1990 verstarb Univ.-Prof. Dr. Karl METZ, emeritierter Ordinarius für Geologie und Paläontologie der Universität Graz.

Die Nachricht von seinem Ableben traf die meisten seiner Fachkollegen, Schüler und Freunde, umso mehr, als viele von ihnen noch wenige Wochen zuvor Gelegenheit hatten, ihn nach vielfach langer Zeit bei der Festveranstaltung anlässlich seines achtzigsten Geburtstages an der Universität Graz wiederzusehen. Niemand hatte damals – trotz Kenntnis mancher gesundheitlicher Probleme des Jubilars in den letzten Jahren – geahnt, daß dieser Anlaß mit dem Eindruck des durch diese Zusammenkunft sichtlich freudig bewegten Gefeierten die letzte Begegnung sein würde.

Karl METZ, am 12. April 1910 in Graz geboren, absolvierte seine Schulzeit in Graz, die er mit der Matura am Akademischen Gymnasium 1929 abschloß. Danach, im Wintersemester 1929/30, begann er an der Universität Graz mit dem Studium der Geologie und Paläontologie einerseits, dem er das Lehramtsstudium für Naturgeschichte und Physik, der wirtschaftlichen Situation der damaligen Zeit entsprechend, beifügte. Nach Abschluß der Studien 1933 und Promotion zum Dr. phil. absolvierte er noch das für Lehramtsabsolventen vorgeschriebene Probejahr und trat mit 1935 den Dienst als Assistent am Institut für Geologie der Montanistischen Hochschule Leoben bei Prof. Dr. Wilhelm PETRASCHECK

Wenn auch die Nachkriegszeit mit ihren vielfältigen
 Schwierigkeiten keine ideale Arbeitszeit war, durch
 die Lehrtätigkeit und Forschungsarbeiten für
 die Lehrtätigkeit war die Lehrtätigkeit ein
 zentraler Bestandteil seines Lebens.



an. Sein vorher, unter der Ägide von Prof. Dr. Franz HERITSCH, stratigraphisch-paläontologisch auf die Karnischen Alpen gelegter fachlicher Schwerpunkt veränderte sich durch die neue Tätigkeit hin zu den Problemen der Grauwackenzone, deren steirischer Anteil ihm in den folgenden Jahren die erste, grundlegende Bearbeitung verdankt. Ebenso ergab sich daraus die Hinwendung zu lagerstättenkundlichen Fragen, denen er sich – zunächst ebenfalls im obersteirischen Bereich – verstärkt widmete.

Die ihm 1938 gebotene Möglichkeit der Teilnahme an einer Expedition in den Kilikischen Taurus legte den Grundstein zu seinem, das ganze Leben anhaltenden, Interesse am vorderasiatischen Raum, dem er später noch viele Forschungs- und Lehraufenthalte und daraus entwickelte Arbeiten widmete. Die Kriegszeit legte ihm vorwiegend praktisch-geologische Tätigkeiten auf, denen er im bau- bzw. wehrgeologischen sowie für Rohstofffragen im lagerstättenkundlichen Bereich nachzugehen hatte. Dabei erwarb er sich durch die Einsätze nicht nur in Mitteleuropa, sondern auch am Balkan und in Skandinavien seine umfangreichen Kenntnisse der regionalen Geologie, die er später im Rahmen der Lehrtätigkeit sehr effektiv umzusetzen wußte. Nach dem Krieg wurde METZ 1946 in der Nachfolge von F. HERITSCH zum a.o. Univ.-Prof. und Vorstand am Institut für Geologie und Paläontologie berufen,

dem die Ernennung zum ordentlichen Professor 1956 folgte und in welchen Funktionen er bis zu seiner Emeritierung 1979 verblieb.

Wenn auch die Nachkriegsjahre mit ihren vielfältigen Schwierigkeiten eine äußerst problematische, durch Einrichtungs- und Personalmangel des Instituts für Lehre und Forschung nach heutigen Begriffen unvorstellbare Situation vorgaben, war es gerade diese Herausforderung, der sich METZ mit großer Ambition, persönlichem Einsatz, Mut und hervorragender Improvisationsgabe stellte. Der Aufbau des Instituts, dessen Adaption an moderne Erfordernisse des Faches und der Ausbildung, zeugen von oft brillantem Einfallsreichtum, der in zahllosen Anekdoten bei Zusammenkünften seiner Schüler immer wieder dankbare und bewundernde Erinnerung an ihren Lehrer wachruft. Die sich allmählich bessernden Umstände durch Motivation von höhersemestrigen Studenten und Fachkollegen für gewisse Bereiche der Lehre, insbesondere auch der angewandten Geologie, deren Bedeutung METZ aus eigener Erfahrung schon damals erkannte, die Einrichtung einer zweiten Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie (die sein Schüler H. FLÜGEL übernahm), und die stets verfolgte ausstattungsmäßige Besserstellung ermöglichten ihm auch selbst wieder die intensivere Beschäftigung mit den ihn besonders interessierenden Fachgebieten. Dies waren insbesondere Fragen der Tektonik und der Kristallingeologie, dener er, unterstützt von seinen Schülern, im Grazer Paläozoikum und dann vor allem im Bereich der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen nachging. Ein Höhepunkt seiner fachlichen Tätigkeit war sicher sein in zwei Auflagen erschienenes Lehrbuch der Tektonischen Geologie, das nicht nur im deutschsprachigen Raum, sondern auch international breite Anerkennung fand. Daneben setzte er seine reiche Erfahrung in der praktischen Geologie in zahlreichen Gutachten erfolgreich um, wobei er auch immer bemüht war, den häufig unterbewerteten Stellenwert der Geologie im Zusammenhang mit technischen Maßnahmen aufzuwerten.

Die Entwicklung zur Massenuniversität und die mit Ende der Sechzigerjahre einsetzenden universitären Reformbestrebungen waren Veränderungen, die seinem Bild der Universitas und vor allem seinem tief verwurzelten humanistischen Denken vielfach widersprachen, ebenso wie er der daraus resultierenden, verstärkten akademischen Kabalistik mit seiner ehrlichen und geradlinigen Grundhaltung verständnislos gegenüberstand. Diesem ihm fremden Spannungsfeld, das ihm häufig auch zutiefst zuwider war, fühlte er sich immer weniger gewachsen und es veranlaßte ihn immer mehr zur Resignation, sodaß ihm seine 1979 erfolgte Emeritierung durchaus befreiend erschien.

In seinem achten Lebensjahrzehnt war METZ von mehreren gesundheitlichen Rückschlägen betroffen, denen er zunächst mit seiner noch immer erstaunlichen Vitalität widerstand, bis er ihnen, an der Schwelle zum neunten, am 16. Juni 1990 schließlich doch erlag.

Karl METZ war eine sehr facettenreiche Persönlichkeit, die viele Menschen, die mit ihm zusammentrafen, beeindruckte - ein geistreicher Gesellschafter, eloquent und humorvoll, der Diskussionen und auch Kontroversen durchaus zu schätzen wußte, aber dabei immer Fairness bewahrte. Seine große Musikalität, insbesondere sein geliebtes Orgelspiel, war ihm oft Ablenkung und Entspannung von manchen unerquicklichen Bela-

stungen, denen er sich gegenüber sah. Als Wissenschaftler war er kein Freund akribischer analytischer Datenanhäufung, sondern zog die Beschäftigung mit der Natur, der er als Schöpfung gebührenden Respekt zollte, mit der ihm eigenen Impulsivität eher intuitiv auf einer zur Synthese führenden mentalen Ebene, ausgehend von den erkannten wesentlichen und fundamentalen Fakten, vor. Als Lehrer bestach er durch eine rhetorisch exzellente und begeisternde Vortragsweise, seinen Schülern lieferte er mit seinem großen fachlichen Überblick, seinem sehr treffsicheren Instinkt für geologische Probleme eine breite Basis an Fragestellungen, die sie in ihren Arbeiten weiterverfolgen konnten. So mancher hätte sich allerdings mehr Betreuung im Zusammenhang mit den ersten fachlichen Gehversuchen gewünscht, doch widersprach dies der Maxime von METZ, daß "man am leichtesten schwimmen lerne, wenn man ins Wasser gestoßen wird". Diese in der Ausbildung gewährte Freiheit bot andererseits aber auch bei genügend eigener Initiative die Möglichkeit, ohne schulischen Zwang nach unkonventionellen, manchmal originellen Lösungsansätzen zu suchen und die eigene Kreativität ungehindert zu entfalten - was METZ dann allerdings nicht kritiklos abnahm, sondern zu seiner Überzeugung eine ausgefeilte Begründung verlangte. Doch auch bei solchen Anlässen, wie bei allen fachlichen und sonstigen Auseinandersetzungen mit ihm, wo in der Hitze des Gefechts manchmal Schwächen offenbar wurden, konnte man - oft erst später, aber schließlich immer - seiner fairen und gerechten Menschlichkeit vertrauen.

In Anerkennung seiner fachlichen Leistungen - sein Lebenswerk umfaßt weit über hundert wissenschaftliche Publikationen*) - wurde METZ von zahlreichen in- und ausländischen Fachvereinigungen zum Ehrenmitglied ernannt, er war Korrespondierendes Mitglied der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Korrespondent der Geologischen Bundesanstalt. Durch seinen Tod verlor die Geologenschaft einen verdienstvollen, liebenswerten Fachkollegen und vielfach Freund, den man nur als das in Erinnerung behalten kann, was er war: Ein Mann, nehmt alles nur in allem.

JULIAN PISTOTNIK

In Ergänzung dazu sind seine später erschienen Arbeiten im folgenden angeführt (Zusammenstellung: L.P. BECKER):

1974

- Bericht über Untersuchungen im steirischen Kristallin. - 2. Bericht „Geologischer Tiefbau der Ostalpen“, 10-11, Graz - Innsbruck - Salzburg - Wien.

1976

- Der geologische Bau der Wölzer Tauern. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 106, 51-75, Graz.
- Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern. - Jb. Geol. B.-A., 119, 151-205.

*) Ein Verzeichnis der Publikationen von K. METZ ist in den „Mitteilungen Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmuseum Joanneum“, Heft 35 (Festschrift Karl Metz), Graz 1975, erschienen.

1977

- Die Geologie des Falkenbergzuges bei Judenburg/Stmk. und seine Stellung im Pölser Bruchsystem. – Verh. Geol. B.-A., **1977/2** 17–22, Wien.
- Walther Emil Petrascheck – zum siebzigsten Geburtstag. – BHM, **122/2a**, 1–4, Wien.

1978

- Bruchsysteme und Westbewegungen in den östlichen Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 27–47, Wien.
- Magnetische Messung im Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbecken und seiner Umräumung (gem. mit Ch. SCHMID & F. WEBER). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 49–75, Wien.
- Walter Del-Negro: Abriß der Geologie von Österreich. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **39**, 141–144, Graz.

1979

- Prospektion auf Gold in Lobming und Pusterwald. BHM, **124/12**, Wien.

1980

- Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen – Niedere Tauern – Eisenerzer Alpen (gem. mit Ch. SCHMID, R. SCHMÖLLER, E. STROBL, G. WALACH F. WEBER). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 49–75, Wien.

1981

- Vorbericht über die Talklagerstätten des Liesingtales. Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42**, 87–94, Graz.
- Geophysikalische, geologische und lagerstättenkundliche Studien in der Rannachserie des Liesingtales, Stmk. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42**, 95–102, Graz.

Liassic (Pliensbachian) Ammonites from the Lienz Dolomites (Eastern Tyrol, Austria)

By JOACHIM BLAU & CHRISTIAN MEISTER*)

With 17 Text-Figures and 7 Plates

Tyrol
Eastern Alps
Upper Austroalpine
Lienz Dolomites
Jurassic
Lias
Pliensbachian
Austroalpine
Ammonites
Biostratigraphy
Paleogeography

Österreichische Karte 1 : 50 000
Blätter 179, 180, 196

Contents

Zusammenfassung	171
Abstract	172
Résumé	172
1. Introduction	172
2. The Lias in the Lienz Dolomites	173
2.1. The Amlacher Wiesen Syncline	173
2.2. The Southern Liassic Zone	174
3. Sample Deposition	176
4. Systematic Paleontology	176
4.1. Suborder Phylloceratina ARKELL 1950	177
4.2. Suborder Lytoceratina HYATT 1889	178
4.3. Suborder Ammonitina HYATT 1889	179
5. Biostratigraphy	183
6. Faunal Composition	186
7. Conclusions	187
Acknowledgements	187
References	202

Liasammoniten (Pliensbach) aus den Lienzer Dolomiten (Osttirol, Österreich)

Zusammenfassung

Im Pliensbachium der Amlacher Wiesen-Mulde (N Lienzer Dolomiten, Osttirol, Österreich) wurden in Rotkalken drei Profile detailliert auf Ammoniten beprobt. Insgesamt konnten 11 „Lager“ mit charakteristischer Faunenzusammensetzung unterschieden werden. Es gelang der Nachweis der Ibex- (mittleres Carixium), Margaritatus- und Spinatum-Zone (Domerium).

Die Fauna umfasst sowohl Formen der Tethys als auch des Euroboreals und erlaubt damit eine gute Korrelation mit bereits bekannten biostratigraphischen Daten dieser Faunenprovinzen.

*) Author's addresses: Dr. JOACHIM BLAU, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Fachgebiet Paläontologie, Diezstraße 15, D-6300 Gießen; Dr. CHRISTIAN MEISTER, Muséum d'Histoire naturelle, Département de géologie et de paléontologie des invertébrés, Route de Malagnou 1, case postale 434, CH-1211 Genève 6, et Université de Lausanne, Institute géologique, UNIL-BFSH2, CH-1015 Lausanne.

Abstract

In the Amlacher Wiesen Syncline (N Lienz Dolomites, East Tyrol, Austria) three sections of Pliensbachian red (nodular) limestone have been sampled in detail for ammonites. 11 horizons or levels yielding characteristic faunas could be distinguished. We have shown these belong to the the Ibex (Middle Carixian), Margaritatus, and Spinatum zones (Domerian).

The fauna comprises of Tethyan as well as Euroboreal elements and therefore allows a good correlation with known zonation schemes of both realms.

Ammonites liassiques (Pliensbachien) des Lienz Dolomites (Est Tyrol, Autriche)

Résumé

L'étude de trois profils dans des calcaires (nodulaires) rouges du Synclinal d'Amlacher Wiesen (N Lienz Dolomites, Est Tyrol, Autriche) a permis la récolte détaillée d'une importante faune d'ammonites. 11 horizons ou niveaux ont pu être distingués et sont attribuables aux zones à Ibex (Carixien moyen), à Margaritatus et Spinatum (Domérien).

La faune, caractérisée par des ammonites d'affinités téthysienne et euroboréale, permet de bonnes corrélations avec les zonations proposées pour ces deux provinces paléogéographiques.

1. Introduction

The Lienz Dolomites represent the western part of the Drauzug, which is comprised of, from E to W, the North Karawanks, the Gailtal Alps, the Lienz Dolomites, the Winnebacher Kalkzug, and tectonic slices of Hauptdolomit to the W of the latter one. With the exception of the Gailtal Alps, the remaining parts of the Drauzug contain Liassic sediments. Tectonostratigraphically the Drauzug represents the S part (Licicum) of the Upper Austroalpine.

The Pliensbachian stage of the Liassic sequence of the Lienz Dolomites has been known to yield ammonites since the last century. EMMRICH (1855) was the first author to recognize the "red marble" ("rother Marmor") opposite the Lienzner Klause as Liassic (l.c.: 445) based on ammonite findings. D. STURZELBACH combined the

Liasfleckenmergel and red (nodular) limestone facies as the "Adnether Schichten" in 1856. He also found ammonites in the above mentioned stratigraphy. Von HAUER (1855) included these ammonites in his study "Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Kalkalpen". In 1868 BENECKE (l.c.: 103) described *Arietites* from the Galitzenbach ("Ausgang des Gallitzenbaches") and the species

Amaltheus margaritatus DE MONTFORT

Prodactyloceras davoei (SOWERBY)

Arietoceras algovianum (OPPEL)

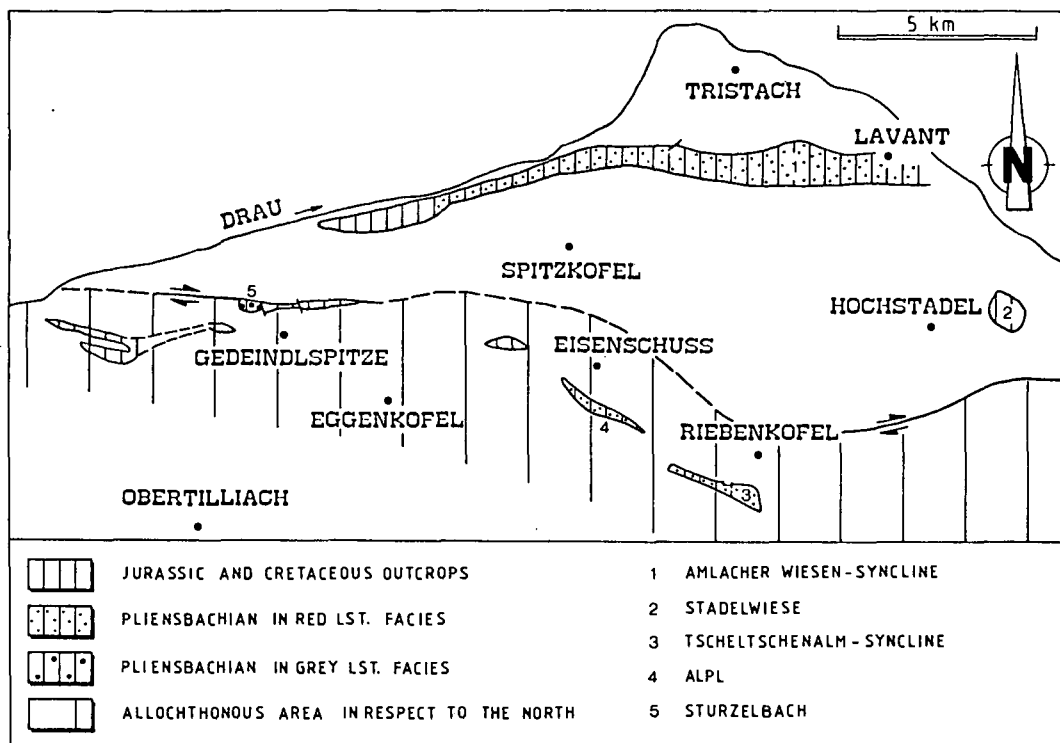
from the Klause (= Röttenbach area) (from "höherliegenden, rothen mehr mergeligen Kalken").

In 1903 GEYER reported the Pliensbachian species

Phylloceras sp. ind.

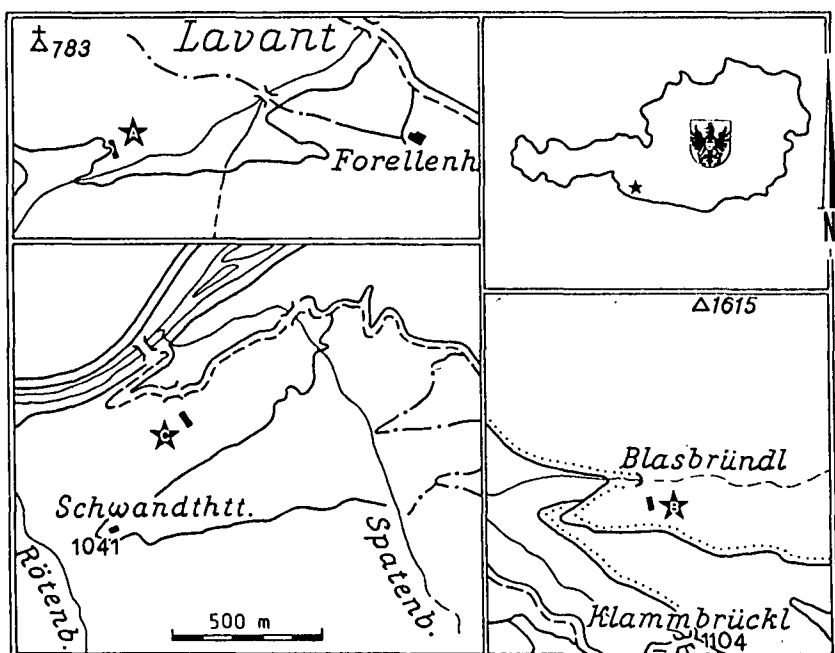
Androgynoceras capricornus (SCHLOTHEIM)

Paltarpites gr. *kurrianus* (OPPEL) near to *Protogrammoceras celebratum* (FUCINI)



Text-Fig. 1. Jurassic and Cretaceous outcrops in the Lienz Dolomites.

All localities mentioned in the text are shown on the map.



Text-Fig. 2.
Locations of the investigated profiles in the Amlacher Wiesen Syncline.

2A: Profile Lavant, ÖK 1: 25.000, Sheet 180 (Winklern).

2B: Profile Blasbründl, ÖK 1: 25.000, Sheet 179 (Lienz). Note that the name "Blasbründl" is not in use on older maps.

2C: Profile Stadtweg, ÖK 1: 25.000, Sheet 179 (Lienz).

Protogrammoceras gr. *normanianum* (D'ORBIGNY) near to *Protogrammoceras isseli* (FUCINI).

MARIOTTI (1972: 125) discovered

Harpoceras cf. *falciferoides* BUCKMAN

Dactylioceras cf. *braunianum* (D'ORBIGNY)

Pseudogrammoceras sp.

in the outcrops E of Franz-Lerch-Weg (Blasbründl area) and from the Stadtweg.

He was the first to show Toarcian in the red limestone facies of the Amlacher Wiesen Syncline. BLAU (1983) discovered new localities yielding ammonites of Pliensbachian age in the Amlacher Wiesen Syncline.

2. The Lias in the Lienz Dolomites

Outcrops of Liassic (in general connected with the whole Jurassic and Lower Cretaceous) sediments in the Lienz Dolomites are bound to a syncline N of the Central Anticline (Hauptantiklinale) and to a ±SE-NW striking zone of discrete occurrences, S of the Central Anticline (Fig. 1).

The southern zone belongs to Permo-Mesozoic tectonic slices, which are exotic bodies with respect to the Central Anticline and the Amlacher Wiesen Syncline (see below). For this reason, they will be described separately.

2.1. The Amlacher Wiesen Syncline

The northern syncline is the Amlacher Wiesen Syncline, which has to be regarded in an evolutionary context together with the Stadelwiese Liassic. The Amlacher Wiesen Syncline shows a large heteropie in its facies development (BLAU, 1987: Fig. 2; BLAU & SCHMIDT, 1988; BLAU, 1990), which is the result of syn-sedimentary tectonics. Two basinal regions separated by a swell (Lavant swell) can be distinguished in the N Lienz Dolomites.

To the E of this is the Stadelwiese area, which is interpreted as the autochthonous, drowned section of a

tilted block (BLAU & SCHMIDT, 1988). This area accommodated a regular Liasfleckenmergel-sedimentation with intercalated megabreccias, derived from the bordering fault scarps. At the Stadelwiese no Pliensbachian is preserved.

According to BLAU & SCHMIDT (1988), the Amlacher Wiesen Syncline is the next block to the west. It was tilted to the west, causing a swell within the condensed Jurassic of the Lavant area and basal facies towards the west.

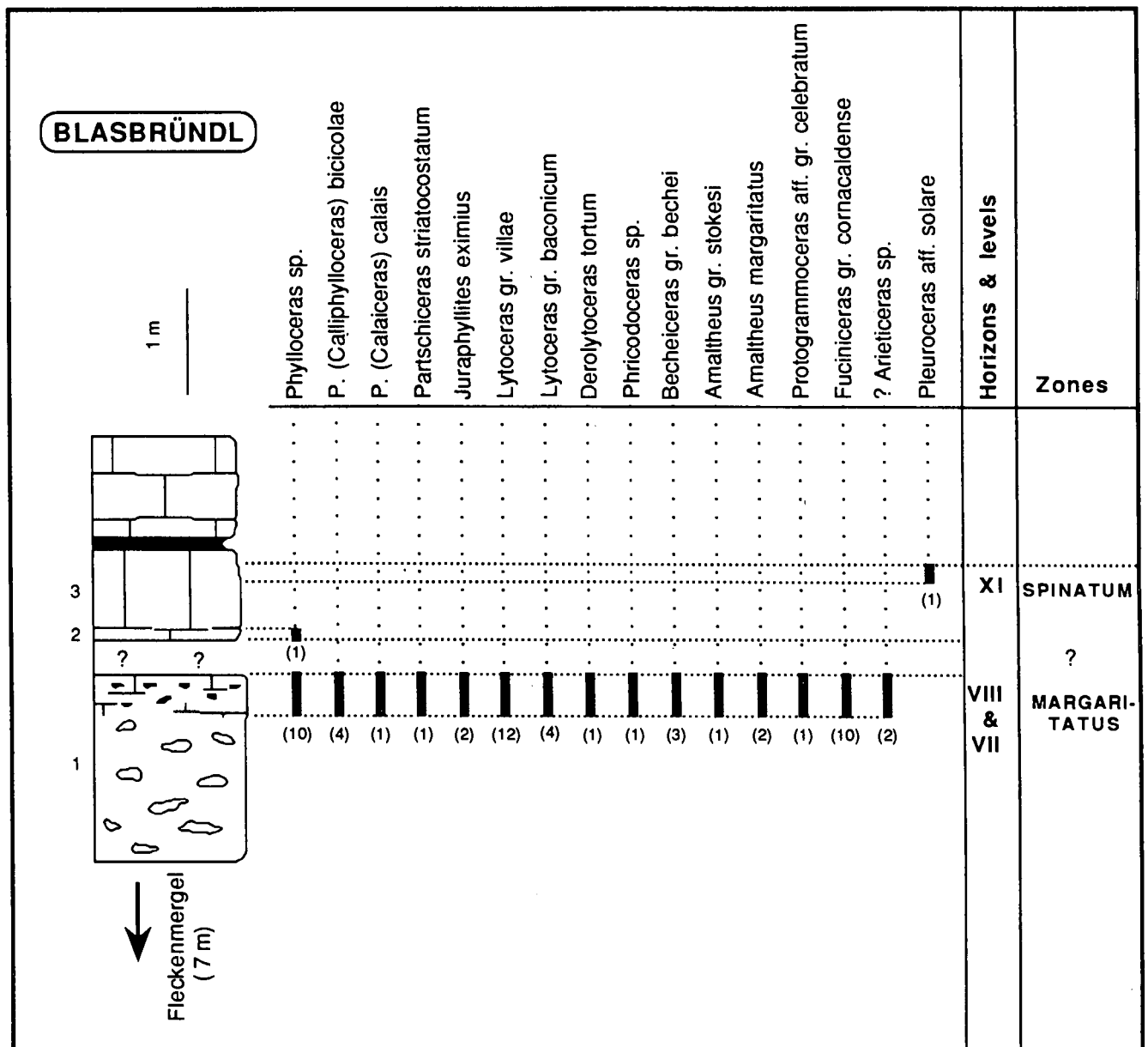
The "normal" (basinal) Liassic sequence in the Amlacher Wiesen Syncline starts with the Liasfleckenmergel (Hettangian-Sinemurian) which are overlain by red (nodular) limestones (Pliensbachian-Malm). At the swell area of the Amlacher Wiesen Syncline, the Liassic sequence starts with a multiphased breccia (Lavant Breccia). This breccia is overlain by red (nodular) limestones, Pliensbachian to Malm in age. Basin and swell are connected by a zone where the Lias starts with variegated limestones overlain by Liasfleckenmergel and Pliensbachian red (nodular) limestones.

As shown above, the Pliensbachian red (nodular) limestone facies seals the previously highly heteropic lithologies (for details see BLAU & SCHMIDT, 1988; BLAU et al., 1989). Nevertheless, the swell acts as paleogeographic high which is documented by hardground(s) and omission in the swell area (BLAU, 1990) at least until the Aptian/Albian Amlacher Wiesen Schichten, which cover the whole area.

In the Amlacher Wiesen Syncline, we sampled three profiles bed by bed for ammonites.

The first profile ("Lavant", Figs. 2A,3) is located on the trail from the Forellenhof towards the Lavant Alpl, at the road-section between the Himperlöhner Bach and the Dorfbach. In this area, the Lavant Breccia is covered by a condensed series of red (nodular) limestones (BLAU, 1990). Our profile starts near the base of the series and spans a time interval from the Ibex- to the Margaritatus-zone.

The second profile ("Blasbründl", Figs. 2B, 4) can be reached following the Franz-Lerch-Weg to the Blasbründl and lies on the S flank of the little creek at this locality. Paleogeographically this profile lies in the



Text-Fig. 4. Blasbründl lithological profile and ammonite ranges.

the Tscheltchenalm-Syncline (SCHLAGER, 1963). This syncline comprises a complete Jurassic sequence starting with Liasfleckenmergel (Hettangian–Sinemurian), covered by red (nodular) limestones (Pliensbachian, Toarcian, ?Dogger), Radiolarite (?Oxfordian), and Aptychenschichten (Malm–Berriasian/Valanginian).

The slices farther to the W comprise fragmented stratigraphic columns only. There are gaps and reductions of the thickness of the series due to tectonics.

The southern area is allochthonous to the northern Amlacher Wiesen Syncline. This was first recognized by TOLLMANN (1977: 629) who interpreted the Jurassic/Cretaceous slices W of the Tscheltchenalm-Syncline

“ ... an WNW-Blattverschiebungen mit Rechtsseitensinn etappenweise ... gegen NW in das Innere des Gebirges versetzt ... ”

Based on facies comparisons, SPERLING (1990) estimated dextral movements of about 10 km for Triassic slices of the southern zone.

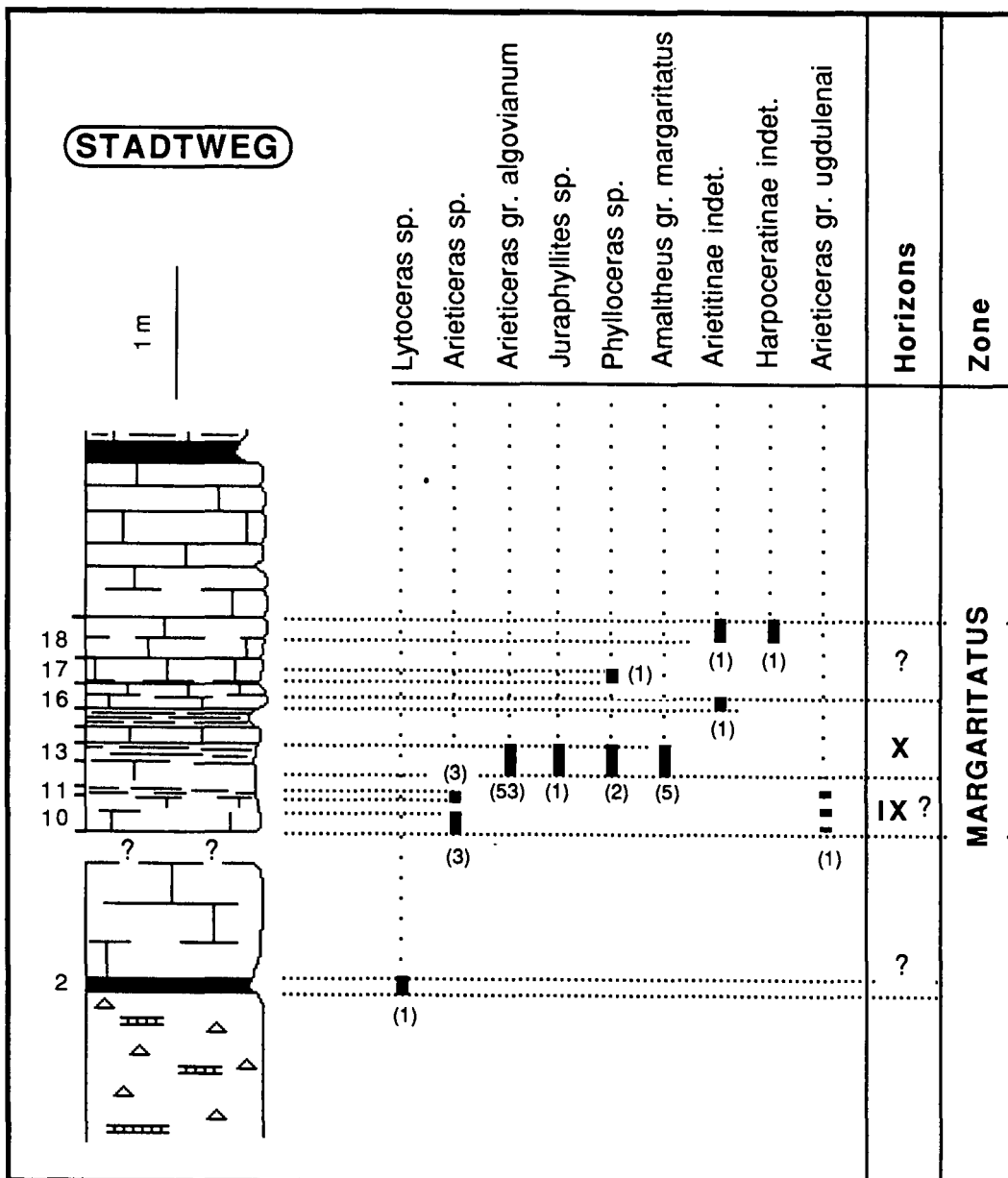
SCHMIDT et al. (in press) interpreted the southern Lienz Dolomites as a structure consisting of different tectonic slices juxtaposed by dextral strike slip fault-

ing. This interpretation is based on facies comparisons of Triassic and Jurassic sediments.

Because ammonites are rare and often tectonically deformed or destroyed by pressure solution, detailed profiles in the southern Jurassic zone were not sampled. Nevertheless, Pliensbachian ammonites are known from two localities of the southern zone.

The first is the Alpl (see Fig. 1). The ammonite bearing beds are red nodular limestones (GRÜN, 1990) and the abundance of *Fuciniceras* gr. *lavinianum* – *portisi* indicates Upper Pliensbachian (Domerian) age.

The second locality yielding Pliensbachian ammonites are the Liasfleckenmergel at the western flank of the Sturzelbach gorge (see Fig. 1) (GRÜN & SENFF, 1990). The Liasfleckenmergel in this area are thick bedded (>50 cm), light to yellowish grey, and very fine grained. Chert is rare. We found *Amaltheus margaritatus* “forme” *subnododus* (YOUNG & BIRD) (Pl. 5, Figs. 11,12), *Protogrammoceras* aff. gr. *celebratum* (FUCINI) (Pl. 5, Fig. 24), and fragments of *Protogrammoceras* sp. ind. This fauna documents Domerian (Margaritatus-zone) and is impor-



Text-Fig. 5.
Stadtweg lithological profile and ammonite ranges.

tant for paleogeographic reasons and for restoring the former positions of the different tectonic slices.

Paleogeographically, the red limestone facies in the Amlacher Wiesen Syncline is related to higher (slope) positions than the Liasfleckenmergel facies. This is shown by comparing different lithostratigraphic profiles of the Amlacher Wiesen Syncline (for detailed profiles see BLAU & SCHMIDT, 1988; BLAU, 1990).

In the southern Jurassic/Cretaceous zone, Pliensbachian red limestones are known from the Tscheltschenalm Syncline and the Alpl. The outcrops SSW of Spitzkofel and Sattelle Sand/E-flanc Sturzelbach gorge produced no information until now, probably because of a tectonic reduction of the respective series.

We can assume a more basal position of the Sturzelbach Pliensbachian and a more slope position of the Tscheltschenalm Syncline/Alpl Pliensbachian.

3. Sample Deposition

The ammonites figured in this paper belong to the collections of the authors. The collection of C. MEISTER

is deposited at the Muséum d'Histoire naturelle, Département de géologie et de paléontologie des invertébrés, Genève. The collection of J. BLAU is kept at the Institut für Angewandte Geowissenschaften, Gießen. All ammonites are figured in natural size and have been coloured black by using graphite powder. Detailed information (collection, collection no.) on the figured specimens is given separately for each specimen with the explanation of the plates.

4. Systematic Paleontology

We will not repeat the descriptions or discussions presented previously in the following studies: BLAU (1983), DOMMERMUES et al. (1985, 1990), MEISTER (1986, 1988, 1989), DOMMERMUES & MEISTER (1986, 1989, 1990), MEISTER & LOUP (1989), MEISTER & BÖHM (in press). For certain taxa we only give short remarks and with few exceptions, the taxonomy is consistent with the studies cited above.

**4.1. Suborder
Phylloceratina ARKELL 1950**

Superfamily: *Phyllocerataceae* ZITTEL 1884
Family: *Phylloceratidae* ZITTEL 1884
Subfamily: *Phylloceratinae* ZITTEL 1884
Genus: *Phylloceras* SUESS 1865

Type species: *Ammonites heterophyllus* SOWERBY 1820.

***Phylloceras* sp.**

Some badly preserved fragments of typical *Phylloceras* occur in the profile Lavant. Probably they can be included to *Phylloceras hebertinum* s.l. because of the absence of constrictions.

Local range: Ibex zone to Apyrenum subzone (*solare* horizon).

Subgenus: *Calliphylloceras* SPATH 1927

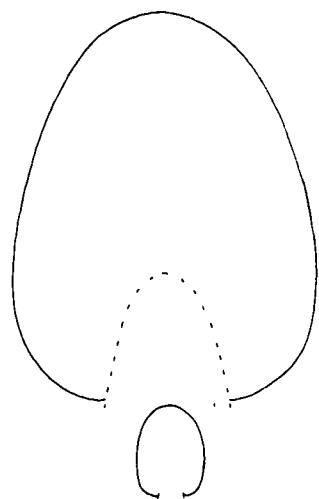
Type species: *Phylloceras disputabile* ZITTEL 1869.

***Phylloceras (Calliphylloceras) bicicolae*
(MENEHINI 1874)**

(Pl. 1, Figs. 6–9; Pl. 2, Fig. 1; Fig. 6)

*1874 *Phylloceras Bicicolae* MENEHINI, p. 106.
1989 *Calliphylloceras bicicolae* (MENEHINI). – MEISTER, Pl. 2, Fig. 3, 4; with synonymy.

Several specimens bearing numerous constrictions can be attributed to *Phylloceras (Calliphylloceras) bicicolae*. The presence of constrictions is the only feature which distinguishes the subgenus *Calliphylloceras* from *Phylloceras*.



Text-Fig. 6.
Phylloceras (Calliphylloceras) bicicolae (MENEHINI) whorl sections.

Local range: Stokesi subzone (*marianii* horizon) to ?Subnodosus subzone (*cornacaldense* level).

Subgenus: *Calaiceras* KOWACS 1939

Synonyme: *Hantkeniceras* KOWACS 1939.

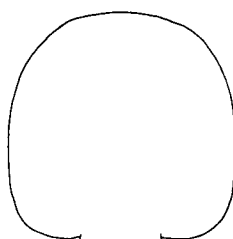
Type species: *Phylloceras calais* MENEHINI 1874 (see BRAGA & RIVAS 1987).

***Phylloceras (Calaiceras) calais*
(MENEHINI 1874)**

(Pl. 1, Figs. 1,2; Fig. 7)

*1874 *Phylloceras Calais* MENEHINI, p. 106.
1977 *Calaiceras calais* (MENEHINI). – WIEDENMAYER, Pl. 1, Figs. 1,8; Pl. 8, Figs. 2,3; with synonymy.
?1981 *Hantkeniceras* cf. *hantkeni* (SCHLOENBACH). – WANG & HE, Pl. 1, Figs. 13–15.
1987 *Calaiceras calais* (MENEHINI). – BRAGA & RIVAS, Pl. 2, Fig. 1.
?1987 *Calaiceras* cf. *hantkeni* (SCHLOENBACH). – BRAGA & RIVAS, Figs. 4f,5g.

Only one *Phylloceras*, found in the slightly condensed level of Blasbründl, is characterized by a broad and subsquare whorl section and can be attributed to KOWACS' subgenus.



Text-Fig. 7.
Phylloceras (Calaiceras) calais (MENEHINI) whorl section.

Local range: ?Stokesi subzone (*celebratum* level) – ?Subnodosus subzone (*cornacaldense* level).

Genus: *Partschiceras* FUCINI 1923

Type species: *Ammonites Partsch* STUR 1851.

***Partschiceras striatocostatum*
(MENEHINI 1853)**

(Pl. 2, Figs. 2,3)

1851 *Ammonites Partsch* STUR, p. 26 (nom. nudum).
*1853 *Ammonites striatocostatus* MENEHINI, p. 28.
1868 *Ammonites Sturi* REYNES, Pl. 3, Fig. 1.
1913 *Phylloceras anonymum* HAAS, Pl. 1, Fig. 5.
1977 *Partschiceras sturi* (REYNES). – WIEDENMAYER, Pl. 2, Figs. 6,7; Pl. 5, Figs. 1–4; with synonymy.
1977 *Partschiceras striatocostatum* (MENEHINI). – WIEDENMAYER, Pl. 4, Figs. 5–8; with synonymy.
1986 *Partschiceras anonymum* (HAAS). – GAKOVIC, Pl. 1, Fig. 3.
1987 *Partschiceras striatocostatum* (MENEHINI). – BRAGA & RIVAS, Pl. 1, Figs. 5–8.
1989 *Partschiceras striatocostatum* (MENEHINI). – MEISTER, Pl. 2, Fig. 6.

In *Partschiceras striatocostatum* (MENEHINI) we regroup all compressed *Phylloceratidae* which are characterized by high whorls and bear quite rectiradial, blunt ribs associated with fine striae on the outer half of the whorl flanks as well as on the venter.

Local range: ?Stokesi subzone (*celebratum* level) – ?Subnodosus subzone (*cornacaldense* level).

Family: *Juraphyllitidae* ARKELL 1950

Genus: *Juraphyllites* MÜLLER 1939

Type species: *Phylloceras diopsis* GEMMELLARO 1884.

Subgenus: *Harpophylloceras* SPATH 1927

Type species: *Ammonites eximius* HAUER 1854.

***Juraphyllites (Harpophylloceras) eximius*
(HAUER 1854)**

(Pl. 1, Figs. 4,5)

*1854 *Ammonites eximius* HAUER, p. 18, Pl. 2, Figs. 1-4.

1989 *J. (Harpophylloceras) eximius* (HAUER). - MEISTER, Pl. 3, Figs. 1-3; with synonymy.

Two *Juraphyllites* from Blasbründel and Lavant bear a ventral keel. This feature is diagnostic for SPATH's subgenus which is monospecific.

Local range: Stokesi subzone (*celebratum* level) - Subnodosus subzone (*cornacaldense* level) to Gibbosus subzone (*algovianum* horizon).

**4.2. Suborder
Lytoceratina HYATT 1889**

Superfamily: **Lytocerataceae NEUMAYR 1875**

Family: **Lytoceratidae NEUMAYR 1875**

Genus: ***Lytoceras* SUESS 1865**

Type species: *Ammonites fimbriatus* SOWERBY 1817.

***Lytoceras* gr. *villae*
MENEHINI 1874**

(Pl. 2, Figs. 4,5; Pl. 3, Figs. 1,2;
Pl. 4, Fig. 4; Fig. 8)

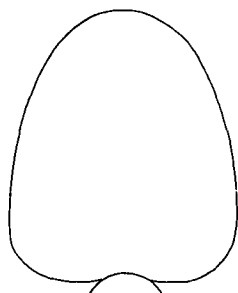
1874 *Lytoceras Villae* MENEHINI, p. 107.

1987 *Lytoceras villae* (MENEHINI). - BRAGA, JIMENEZ & RIVAS, Pl. 1, Fig. 6; Pl. 2, Figs. 1-4; with synonymy.

1989 *Lytoceras villae* (MENEHINI). - MEISTER, Pl. 1, Figs. 1,3,6,7.

Most of our specimens belong to the group of *Lytoceras villae* as defined by BRAGA et al. (1987). Our specimens show

- 1) a quite fine subdivided ribbing on the side and
- 2) a suboval whorl section. They can be distinguished essentially from the group of *Lytoceras fimbriatum* (SOWERBY) by the presence of these two features.



Text-Fig. 8.
Lytoceras gr. *villae* MENEHINI whorl section.

Local range: ?Stokesi subzone (*celebratum* level) - ?Subnodosus subzone (*cornacaldense* level).

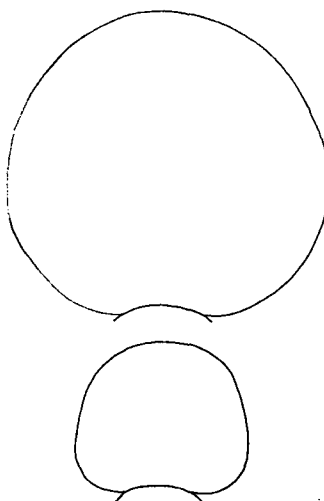
***Lytoceras* gr. *baconicum* VADASZ 1910**

(Pl. 1, Figs. 10,11; Pl. 4, Fig. 1; Fig. 9)

*1910 *Lytoceras baconicum* VADASZ, p. 75, Abb. 24,25.

1977 *Kallilytoceras baconicum* (VADASZ). - WIEDENMAYER, Pl. 11, Figs. 6,7; with synonymy.

Among the *Lytoceratina* of Lienz two specimens show a subdivided, but more sinuous ribbing than *Lytoceras* gr. *villae*. The whorl section is subrounded (quite more broad than high) and somewhat flattened. These features characterize the group of *Lytoceras baconicum* including associated species as *Lytoceras mariae* MAUGERI. In *Lytoceras turcicrenatum* BUCKMAN the whorl section is well rounded and the ribbing is subdivided on the ventral part only. Moreover, BUCKMAN's species seems to be restricted to the Euroboreal realm.



Text-Fig. 9.
Lytoceras gr. *baconicum* VADASZ whorl sections.

Local range: ?Stokesi subzone (*celebratum* level) - ?Subnodosus subzone (*cornacaldense* level).

Genus: *Derolytoceras* ROSENBERG 1909

Type species: *Ammonites lineatus tortus* QUENSTEDT 1885.

***Derolytoceras tortum* (QUENSTEDT 1885)**

*1885 *Ammonites lineatus tortus* QUENSTEDT, Pl. 39, Figs. 12,13.

1989 *Derolytoceras tortum* (QUENSTEDT). - MEISTER & LOUP, Pl. 6, Fig. 7.

1990 *Derolytoceras tortum* (QUENSTEDT). - DOMMERGUES, MEISTER & METTRAUX, Pl. 6, Figs. 8,9; with synonymy.

1990 *Derolytoceras tortum* (QUENSTEDT). - DOMMERGUES & MEISTER, Figs. 3 (13,14); Fig. 5 (23).

Besides the previous two *lytoceratid* macroconch species, we only have found one microconch form (see MEISTER, 1986) which belongs to *Derolytoceras tortum* (QUENSTEDT).

Local range: ?Stokesi subzone (*celebratum* level) - ?Subnodosus subzone (*cornacaldense* level).

**4.3. Suborder
Ammonitina HYATT 1889**

Superfamily: Eoderocerataceae SPATH 1929
Family: Phricodoceratidae SPATH 1938
Genus: *Phricodoceras* HYATT 1900

Type species: *Ammonites Taylori* SOWERBY 1826.

***Phricodoceras* sp.**

One fragment of a Domerian *Phricodoceras* (not figured here) is characterized by a close and fine ribbing. Only the two rows of ventral tubercles are obvious; they are poorly developed.

Local range: ?Stokesi subzone (*celebratum* level) –
?Subnodosus subzone (*cornacaldense* level).

Family: Acanthopleuroceratidae ARKELL 1950
Genus: *Tropidoceras* HYATT 1867

Type species: *Ammonites masseanum* D'ORBIGNY 1844.

***Tropidoceras* sp.**

(Pl. 4, Figs. 2,3)

Only 2 fragments of *Tropidoceras* have been found in Lavant. The first one (Pl. 4, Figs. 2,3) shows the inner whorls with strong broadly spaced ribs as in *Tropidoceras calliplocum* (GEMMELLARO). The second one, which is not figured here, is a body chamber of a large specimen which shows morphological similarities to *Tropidoceras flandrini* (DUMORTIER) or perhaps *Tropidoceras masseanum* (D'ORBIGNY).

Local range: Masseanum subzone (*Tropidoceras* level) to Valdani subzone (*inflatum* level).

Genus: *Acanthopleuroceras* HYATT 1900

Type species: *Ammonites valdani* D'ORBIGNY 1844.

***Acanthopleuroceras* gr. *inflatum*
(QUENSTEDT 1885)**

(Pl. 5, Figs. 1,2; Fig. 10)

*1885 *Ammonites Maugenestii inflatus* QUENSTEDT, Pl. 35, Fig. 17.
1986 *Acanthopleuroceras* aff. *inflatum* (QUENSTEDT). – MEISTER, Pl. 9, Fig. 8; with synonymy.

This *Acanthopleuroceras* is characterized by coarse, spaced ribs with a large blunt of outer tubercles and a less developed inner one. The venter is fastigate, quite flattened as in QUENSTEDT's species. This specimen also represents an intermediate morphology between *Acanthopleuroceras maugenestii* (D'ORBIGNY) and *Acanthopleuroceras valdani* (D'ORBIGNY).

Local range: Valdani subzone (*inflatum* level).



Text-Fig. 10.
Acanthopleuroceras gr. *inflatum* (QUENSTEDT) whorl section.

Family: Liparoceratidae HYATT 1867

Genus: *Becheiceras* TRUEMAN 1918

Type species: *Ammonites bechei* SOWERBY, 1821 (see DONOVAN & FORSEY 1973, p. 13).

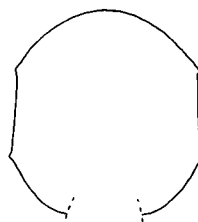
***Becheiceras* gr. *bechei*
(SOWERBY 1821)**

(Pl. 4, Fig. 5; Fig. 11)

*1821 *Ammonites bechei* SOWERBY, p. 143, Pl. 280.

1986 *Liparoceras (Becheiceras) bechei* (SOW.). – MEISTER, Pl. 13, Fig. 4; with synonymy.

This typical *Becheiceras* (globose form with fine *Liparoceras* ornamentation) shows an intermediate morphology between the coarser ribbed *Becheiceras gallicum* (SPATH 1938) and the fine ribbed *Becheiceras bechei* (SOWERBY). In our specimen the lyrae ornamentation is very well developed.



Text-Fig. 11.
Becheiceras gr. *bechei* (SOWERBY) whorl section.

Local range: ?Stokesi subzone (*celebratum* level) –
?Subnodosus subzone (*cornacaldense* level).

Genus: *Androgynoceras* HYATT 1867

Type species: *Ammonites hybrida* D'ORBIGNY 1844.

Remark: In this genus we include ammonites characterized by a "capricorne" and "liparoceratid" ontogeny. This androgyne morphology is interpreted either in terms of sexual dimorphism (MEISTER, 1986) or in terms of *Aegoceras* variability where they represent the peramorphic pole (DOMMERMUES, 1987; DOMMERMUES et al., 1986). These two models are compatible.

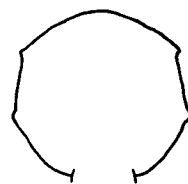
***Androgynoceras* gr. *geyeri*
(SPATH 1938)**

(Pl. 5, Fig. 3,4,5; Fig. 12)

*1938 *Liparoceras geyeri* SPATH, Pl. 4, Figs. 4,6; Pl. 6, Fig. 2; Pl. 10, Figs. 3,4; Pl. 18, Fig. 11.

1990 "*Androgynoceras*" *geyeri* (SPATH). – DOMMERMUES, MEISTER & METTRAUX, Pl. 5, Fig. 12; with synonymy.

This typical "dimorph" specimen sketches a *Beaniceras* (*Beaniceras luridum* (SIMPSON)) capricorne morphology. The "capricorne" stage is rather short and allows to distinguish our specimen from *Androgynoceras hybrida*



Text-Fig. 12.
Androgynoceras gr. *geyeri* (SPATH) whorl section.

(D'ORBIGNY) and *Androgynoceras subhybrida* (SPATH) with longer ontogenetic capricorne stages.

Local range: Luridum subzone (*geyeri* level).

Family: Amaltheidae HYATT 1867

Genus: *Amaltheus* DE MONTFORT 1808

Type species: *Amaltheus margaritatus* DE MONTFORT, 1808.

***Amaltheus stokesi* (SOWERBY 1818)**

(Pl. 5, Fig. 9)

- *1818 *Ammonites Stokesi* SOWERBY, Pl. 190.
- 1958 *Amaltheus stokesi* (SOWERBY). – HOWARTH, Pl. 1, Figs. 5,7,12-14; Pl. 2, Figs. 1,3,10; Text-Figs. 4,5; with synonymy.
- 1986 *Amaltheus stokesi* (SOWERBY). – MEISTER, Pl. 19, Fig. 2; Pl. 20, Figs. 1,8; with synonymy.
- 1986 *Amaltheus stokesi* (SOWERBY). – SMITH & TIPPER, Fig. 2 (1,2).
- 1988 *Amaltheus stokesi* (SOWERBY). – MEISTER, Pl. 1, Fig. 1.
- 1988 *Amaltheus stokesi* (SOWERBY). – SMITH, TIPPER, TAYLOR & GUEX, Pl. 4, Fig. 15-16.
- 1988 *Amaltheus (Amaltheus) stokesi* (SOWERBY). – KRIMHOLTS, Pl. 2, Fig. 1.
- 1990 *Amaltheus stokesi* (SOWERBY). – DOMMERMUES, MEISTER & METTRAUX, Pl. 6, Figs. 4-6.
- 1990 *Amaltheus stokesi* (SOWERBY). – DOMMERMUES & MEISTER, Text-Fig. 3 (5,6,9,10); Text-Fig. 5 (12-14).

Our *Amaltheus* fragment is characterized by a ribbing and a crenulated keel which are still connected. In the Amaltheidae found in overlying beds (*Amaltheus margaritatus* DE MONTFORT and *Amaltheus margaritatus* "forme" *subnodosus* (YOUNG & BIRD)) this feature disappears indeed, the ribs and the keel become clearly disjoined. Local range: Stokesi subzone (*marianii* horizon to *celebratum* level).

Amaltheus margaritatus

DE MONTFORT 1808

(Pl. 5, Fig. 10)

- *1808 *Amaltheus margaritatus* DE MONTFORT, p. 91, Fig. 90.
- 1958 *Amaltheus margaritatus* DE MONTFORT. – HOWARTH, Pl. 3, Figs. 4-6; Text-Figs. 8,9; with synonymy.
- 1986 *Amaltheus margaritatus* DE MONTFORT. – MEISTER, Pl. 20, Fig. 9; Pl. 22, Fig. 1; Pl. 23, Fig. 6; with synonymy.
- 1988 *Amaltheus margaritatus* DE MONTFORT. – MEISTER, Pl. 1, Figs. 2-4; Pl. 2, Figs. 1-3,5; Pl. 3, Figs. 3-5,10; Pl. 4, Figs. 1,3,4.

This species is rather well represented in the studied area, the specimens are mainly from Lavant and Blasbründl.

Local range: Subnodosus subzone (*cornacaldense* level) to Gibbosus subzone (*algovianum* horizon).

Amaltheus margaritatus* "forme" *subnodosus

(YOUNG & BIRD 1828)

(Pl. 5, Figs. 11,12)

- *1828 *Ammonites subnodosus* YOUNG & BIRD, Pl. 13, Fig. 3.
- 1958 *Amaltheus subnodosus* (Y. & B.). – HOWARTH, Pl. 2, Figs. 11-18; Text-Fig. 6; with synonymy.

1986 *Amaltheus subnodosus* (Y. & B.). – MEISTER, Pl. 20, Fig. 5; with synonymy.

1988 *Amaltheus margaritatus* forme *subnodosus* (Y. & B.). – MEISTER, Pl. 1, Figs. 5,6.

The only *Amaltheus* from the Sturzelbach is characterized by strong, spaced, rectiradiate ribs and by fine ventro-lateral tubercles in the juvenile stage. In the adult stage the tubercles tend to disappear and the ribbing is becoming more sinuous (for more explanations see MEISTER, 1988: 769).

Local range: Subnodosus subzone.

Genus: *Pleuroceras* HYATT, 1867

Type species: *Ammonites spinatus* BRUGUIERE 1789.

Pleuroceras* aff. *solare

(PHILLIPS 1829)

(Pl. 5, Figs. 6,7,8)

- *1829 *Ammonites solaris* PHILLIPS, Pl. 4, Fig. 29.
- 1958 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – HOWARTH, Pl. 4, Figs. 1-7; Text-Figs. 15-17; with synonymy.
- 1960 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – JORDAN, Pl. 4, Figs. 6-7.
- 1961 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – TINTANT, GAUTHIER & LACROIX, Pl. 1, Fig. 5.
- 1969 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – POPA, Pl. 1, Figs. 1-4.
- 1976 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – SCHLEGELMILCH, Pl. 36, Fig. 2.
- 1980 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – WIEDENMAYER, Pl. 3, Figs. 8-13.
- 1980 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS) var. *trapezoidiforme* (MAUBEUGE). – WIEDENMAYER, Pl. 3, Figs. 22,23.
- 1980 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS) var. *leve* WIEDENMAYER, Pl. 3, Figs. 14-19.
- 1982 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – BRAGA, COMAS RENGIFO, GOY & RIVAS, Pl. 3, Fig. 8.
- 1983 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – BRAGA, Pl. 15, Figs. 14-16.
- 1984 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – CUBAYNES, BOUTET, DELFAUD & FAURÉ, Pl. 3, Fig. 20.
- 1985 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – COMAS RENGIFO, Pl. 10, Figs. 5-9; Pl. 11, Fig. 4.
- 1988 *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). – MEISTER, Pl. 6, Figs. 6,7,9-11; Pl. 7, Figs. 1-3.

This evolute representative of the Amaltheidae is rather abundant in the Upper Austroalpine and possesses a wide geographical distribution throughout the western Tethys.

Local range: Apyrenum subzone (*solare* horizon).

Family: Dactyloceratidae HYATT 1867

Subfamily: Reynesocoeloceratinae

DOMMERMUES 1986

Genus: *Cetonoceras* WIEDENMAYER 1977

Type species: *Cetonoceras psiloceroides* FUCINI, 1905.

***Cetonoceras* juv. sp.**

(Pl. 5, Figs. 13,14)

These very evolute Dactyloceratidae are characterized by a quadrate to rounded whorl-section, by primary lateral (rigid) radiate ribs with an outer row of marginal tubercles and by closer and more delicate secondary ventral ribs. Our specimen is comparable

with juvenile growth stages of the group of *Cetonoceras psilocerooides* (FUCINI).

This Domerian group is known from the Tethyan realm (FUCINI, 1905; GÉCZY 1976; BRAGA 1983) and from the southern euroboreal seas: Portugal, Provence (DOMMERGUES et al., 1983) and Subbriancónnais (DOMMERGUES & MEISTER, 1990).

Local range: Stokesi subzone (*lavinianum* horizon).

Superfamily: Hildocerataceae HYATT 1867

Family: Hildoceratidae HYATT 1867

Subfamily: Harpoceratinae NEUMAYR 1875

Remark: In this paper we use *Protogrammoceras* in a wide sense. Only unambiguous forms with typically sigmoidal rursiradiate ribs (angulirursiradiate sensu SPATH) and which are characterized by a tricrenate flat venter during the whole ontogeny are placed in *Fucinicerases*. The ambiguous forms are placed in "*Protogrammoceras*".

Genus: *Protogrammoceras* SPATH 1913

Types species: *Grammoceras bassanii* FUCINI, 1900.

**"*Protogrammoceras*" gr. *volubile*
(FUCINI 1900)**

(Pl.6, Figs. 1,2; Fig. 13)

- *1900 *Harpoceras* ? *volubile* FUCINI, Pl. 7, Fig. 3.
- 1900 *Grammoceras varicostatum* FUCINI, Pl. 8, Fig. 6.
- 1900 *Harpoceras* ? *pantanelli* FUCINI, Pl. 7, Fig. 7.
- ?1905 *Hildoceras bastianii* FUCINI, Pl. 44, Fig. 14.
- ?1905 *Hildoceras bastianii* var. *perplicata* FUCINI, Pl. 43, Fig. 1; Pl. 44, Fig. 1.
- 1976 *Fucinicerases pantanelli serratum* (FUCINI). – GÉCZY, Pl. 35, Figs. 6–7; Pl. 36, Figs. 1–5.
- 1977 *Protogrammoceras* ? *volubile* (FUCINI). – WIEDENMAYER, Pl. 19, Fig. 16.
- 1983 *Protogrammoceras* gr. *volubile* (FUCINI) - *pantanelli* (FUCINI). – DOMMERGUES, FERRETTI, GÉCZY & MOUTERDE, Pl. 5, Figs. 1–17.

This fragment of a "*Protogrammoceras*" is characterized by weakly sinuous and rursiradiate ribs and by a narrow and flat ventral part. These morphological features show good affinities with the Carixian species "*Protogrammoceras*" *volubile* (FUCINI) and "*Protogrammoceras*" *costicillatum* (FUCINI). Between them there are transitional forms and often the determination of fragments is difficult. The systematic position is still in discussion. For example FERRETTI (1990) considers "*Protogrammoceras*" *costicillatum* (FUCINI) as a synonyme of "*Protogrammoceras*" *volubile* (FUCINI). Here we follow the systematic point of view of DOMMERGUES et al. (1983) and attribute this specimen to "*Protogrammoceras*" *volubile* (FUCINI). Its as-



Text-Fig. 13.

"*Protogrammoceras*" gr. *volubile* (FUCINI) whorl section.

sociation with *Androgynoceras* gr. *geyeri* corroborates this taxonomic position (see DOMMERGUES 1987).

Local range: Luridum subzone (*geyeri* level).

***Protogrammoceras* gr. *isseli*
(FUCINI 1900)**

(Pl.5, Figs. 15–22)

- *1900 *Grammoceras isseli* FUCINI, Pl. 9, Figs. 6–8.
- 1983 *Fucinicerases isseli* (FUCINI). – BRAGA, Pl. 2, Fig. 10; Pl. 3, Figs. 1–5.
- 1983 *Protogrammoceras isseli* (FUCINI). – DOMMERGUES, FERRETTI, GÉCZY & MOUTERDE, Pl. 4, Figs. 1–12.

In the *Protogrammoceras* found overlying the beds with *Fucinicerases lavinianum*, the rib-sketching is more falciform with a forward rib projection on the external part. The ventral sulci tend to disappear and the whorl section appears more acute.

Local range: Stokesi subzone (*isseli* horizon).

***Protogrammoceras* aff. gr. *marianii*
(FUCINI 1904)**

(Pl. 5, Figs. 26,27)

- *1904 *Harpoceras marianii* FUCINI, Pl. 41, Figs. 1–3.
- 1972 *Protogrammoceras marianii* (FUCINI). – FERRETTI, Pl. 13, Fig. 6.
- 1977 *Protogrammoceras marianii* (FUCINI). – WIEDENMAYER, Pl. 19, Figs. 7,8; with synonymy.
- 1989 *Protogrammoceras* (*Protogrammoceras*) aff. gr. *marianii* (FUCINI). – MEISTER, Pl. 3, Fig. 11.

Protogrammoceras marianii (FUCINI) presents more falciform ribs and an even more acute external part than *P. isseli*. This tendency is already initiated in *Protogrammoceras isseli* (FUCINI) and is more expressed in *Protogrammoceras marianii* (FUCINI).

In Lavant the *Protogrammoceras* from bed 29 are badly preserved with a quite coarse ribbing. They probably belong to *Protogrammoceras marianii* (FUCINI).

Local range: Stokesi subzone (*marianii* horizon).

***Protogrammoceras* aff. gr. *celebratum*
(FUCINI, 1900)**

(Pl. 5, Figs. 24,25)

- *1900 *Grammoceras celebratum* FUCINI, Pl. 10, Figs. 1,2.
- ?non 1986 *Protogrammoceras* (*Protogrammoceras*) *celebratum* (FUCINI). – GAKOVIC, Pl. 13, Figs. 1.
- 1989 (*Protogrammoceras*) *celebratum* (FUCINI). – MEISTER, Pl. 3, Figs. 14,15; Pl. 4, Fig. 1; with synonymy.

In *Protogrammoceras celebratum* (FUCINI) the falciform sketch of the ribs is even more pronounced and the ventral part more acute than in *P. marianii*. From *P. isseli* – > *P. marianii* – > *P. celebratum*, it is possible to recognize a general tendency to develop a progressively more falcate ribbing and a more acute ventral part by peramorphosis (acceleration in terms of heterochrony) (GOULD, 1977; ALBERCH et al., 1976; MAC NAMARA, 1982; DOMMERGUES et al., 1986).

Local range: Stokesi subzone (*celebratum* level).

Subgenus: *Matteiceras* WIEDENMAYER 1980

Type species: *Ammonites nitescens* YOUNG & BIRD 1828.

***Protogrammoceras (Matteiceras) gr. monestieri*
(FISCHER 1975)**

(Pl. 6, Figs. 3,4)

- partim 1934 *Harpoceras falcipectatum* (FUCINI). – MONESTIER, Pl. 1, Figs. 3,13,32,33,36,37; non Pl. 10, Figs. 40,41.
*1975 *Protogrammoceras monestieri* FISCHER, Pl. 1, Figs. 13–17; Abb. 10,14, Figs. 4–7; Abb. 15, Fig. 5.
1986 *P. (Matteiceras) monestieri* (FISCHER). – MEISTER, Pl. 21, Figs. 3,4,8,9.
1989 *P. (Matteiceras) monestieri* (FISCHER). – MEISTER, p. 38; with synonymy.
1990 *P. (Matteiceras) monestieri* (FISCHER). – DOMMERMUES & MEISTER, Fig. 5 (20).

Local range: Stokesi subzone (*isseli* horizon).

***Protogrammoceras (Matteiceras) gr. nitescens*
(YOUNG & BIRD 1828)**

- *1828 *Ammonites nitescens* YOUNG & BIRD, p. 257.
1985 *Protogrammoceras nitescens* (Y. & B.). – COMAS RENGIFO, Pl. 14, Figs. 5–6; with synonymy.
1989 *P. (Matteiceras) nitescens* (Y. & B.). – MEISTER, Pl. 3, Figs. 10,12.
1990 *P. (Matteiceras) nitescens* (Y. & B.). – DOMMERMUES & MEISTER, Fig. 3 (11,12); Fig. 5 (21).

Like in other Upper Austroalpine regions (e.g. Rötelsstein: MEISTER & BÖHM in press), the two typical coarse ribbed Euroboreal forms (DOMMERMUES et al., 1985; DOMMERMUES & MEISTER, 1989) *Protogrammoceras (Matteiceras) nitescens* and *monestieri* coexist with Tethyan *Protogrammoceras* and allow a good correlation between these two realms.

Local range: Stokesi subzone (*marianii* horizon).

Genus: *Fuciniceras* HAAS 1913

Type species: *Hildoceras lavinianum* MENEHINI in FUCINI 1900.

***Fuciniceras gr. lavinianum*
(FUCINI, 1900)**

(Pl. 5, Fig. 23; Pl.6, Figs. 5–11; Fig. 14)

- *1900 *Hildoceras Lavinianum* MENEHINI in FUCINI, Pl. 11, Figs. 6,7.
1900 *Hildoceras Lavinianum* var. *brevispirata* FUCINI, Pl. 8, Fig. 6.
1900 *Grammoceras Portisi* FUCINI, Pl. 9, Figs. 1–3.
1983 *Fuciniceras lavinianum* (FUCINI). – BRAGA, Pl. 1, Figs. 6–8; Pl. 2, Figs. 1–3; with synonymy.
partim 1983 *Fuciniceras brevispiratum* (FUCINI). – BRAGA, Pl. 2, Figs. 4–9; with partim synonymy; not *Protogrammoceras pantanelli* (FUCINI).
1983 *Fuciniceras portisi* (FUCINI) – *lavinianum* (FUCINI). – DOMMERMUES, FERRETTI, GÉCZY & MOUTERDE, Pl. 6, Figs. 9–10.

Following DOMMERMUES et al. (1985), DOMMERMUES (1987) and MEISTER & BÖHM (in press) we consider *Fuciniceras lavinianum* (FUCINI) and *Fuciniceras portisi* (FUCINI) as synonyme: *Fuciniceras lavinianum* (FUCINI) represents



Text-Fig. 14.

Fuciniceras gr. cornacaldense (TAUSCH) whorl section.

the coarse and spaced ribbed morphology and *Fuciniceras portisi* (FUCINI) the fine and close ribbed pole. The specimens from the Lienz Dolomites show an angulirursiradiate sketching (sensu SPATH 1913) and are closer to the morphology of *Fuciniceras portisi* (FUCINI). In "*Protogrammoceras*" *costicillatum* (FUCINI) from the Upper Carixian the *Fuciniceras* features (tricarinate venter and sigmoidale rursiradiate ribs) are still not well expressed during the whole ontogeny. However, they are well developed in the Lower Domerian *Fuciniceras lavinianum* (FUCINI).

Local range: Stokesi subzone (*lavinianum* horizon).

***Fuciniceras gr. cornacaldense*
(TAUSCH 1890)**

(Pl. 6, Figs. 12–17)

- *1890 *Harpoceras cornacaldense* TAUSCH, Pl. 1, Fig. 1.
1895 *Harpoceras ? cornacaldense* TAUSCH var. *Bicicolae* BONRELLI, p. 339.
1983 *Fuciniceras cornacaldense* (TAUSCH). – BRAGA, Pl. 3, Fig. 6–8; Pl. 4, Fig. 1; with synonymy.

Our fragments show typical *Fuciniceras* ribs, often fasciculated on the lower half of the sides. Their rib-density is quite important and the venter is tricarinate and flat.

In *Fuciniceras cornacaldense* (TAUSCH) we regroup *Fuciniceras bicicolae* (BONARELLI) which is considered by BONRELLI as a variety of TAUSCH's species only.

Two other species are very close to *Fuciniceras cornacaldense* (TAUSCH). The first is *Fuciniceras boscense* (REYNÈS) which is perhaps a coarser ribbed form and the second is *Fuciniceras pectinatum* (MENEHINI) characterized by a more sinuous and prorsiradiate ribbing. These 3 "species" are subcontemporaneous but the phylogenetic connections between them are still not well understood and our badly preserved material does not allow us to discuss these relationships.

Local range: Subnodosus subzone (*cornacaldense* level).

Subfamily: Arieticeratinae HOWARTH 1955

Genus: *Arietoceras* SEGUENZA 1885

Type species: *Ammonites algovianus* OPPEL 1862.

***Arietoceras gr. ugdulenai*
(GEMMELLARO 1885)**

(Pl. 6, Figs. 19–22)

- *1885 *Arietoceras (Grammoceras) ugdulenai* GEMMELLARO, p. 6.
1929/30 *Sequentia ugdulenai* (GEM.). – FUCINI, Pl. 15, Figs. 1–7.
1929/30 *Sequentia ugdulenai* (GEM.) *rareplicata*. – FUCINI, Pl. 15, Figs. 10–13.
1929/30 *Sequentia ugdulenai* (GEM.) *denseplicata*. – FUCINI, Pl. 15, Figs. 8,9.

- *1934 *Arieticeras lozeriense* MONESTIER, Pl. 9, Figs. 8–11, 14–17, ?18; Pl. 11, Fig. 4.
 *1983 *Arieticeras ugduleni* (GEM.). – BRAGA, Pl. 11, Figs. 8–15; with synonymy.
 *1986 *Ugdulenia ugduleni* (GEM.). – GAKOVIC, Pl. 8, Fig. 3.
 *1989 *Arieticeras ugduleni* (GEM.) – MEISTER, Pl. 6, Figs. 15, 17.

These quite involute *Arieticeras* with rigid radiate, sometimes weakly sigmoidal ribs, high and compressed whorl section, and an acute keel belong to *Arieticeras ugduleni* (GEMMELARO). Some specimens are coarsely ribbed and close to FUCINI's variety *rareplicata*.

The inner whorls are characterized by a quite irregular and more sinuous rib-pattern with two or three ribs being connected near the periumbilical part (fasciculate look). In the adult stage, the ribbing is more regular and disappears near the ventral part. Some specimens bear little ventrolateral tubercles as shown in FUCINI's illustration (1931: Pl. 13, Figs. 1, 6).

The juvenile ribbing also resembles FUCINI's genus *Trinacrioceras* with a still more irregular ribbing and a more evolute conch (ibidem: Pl. 20, 21).

Local range: Gibbosus subzone (*ugduleni* horizon).

***Arieticeras* gr. *algovianum* (OPPEL 1862)**

Pl. 6, Fig. 23; Pl. 7, Figs. 1–18)

- *1862 *Ammonites Algovianus* OPPEL, p. 137.
 1987 *Arieticeras* cf. *algovianum* (OPPEL). – SMITH, TIPPER, TAYLOR & GUÉX, Pl. 4, Figs. 10, 11.
 1989 *Arieticeras* gr. *algovianum* (OPPEL). – MEISTER, Pl. 7, Fig. 10–12; with synonymy.

Our specimens immediately overly *Arieticeras ugduleni* and are characterized by a wider umbilicus and more prominent sigmoidal ribs. They belong to *Arieticeras algovianum* (OPPEL) which shows a large range of variability (see MEISTER, 1989: 48).

Local range: Gibbosus subzone (*algovianum* horizon).

gen. et sp. ind. ex *Arieticeratinae*

Some fragments are attributed tentatively to the subfamily *Arieticeratinae* because of their weakly sinuous and tight ribs. They are neither *Protogrammoceras* nor true *Arieticeras*, perhaps they are closer to *Leptaleoceras*. The bad preservation of our samples does not allow a precise determination.

Local range: Stokesi subzone (*marianii* horizon).

5. Biostratigraphy

The 11 faunal horizons or levels which we recognized in the Lienz Dolomites sequences (Fig. 15) allow correlations with the two standard zonations presented for NW Europe (DEAN et al., 1961) and for the Tethyan realm (FERRETTI, 1990).

Remark

The term "horizon" is reserved for one or several beds containing a rich ammonite fauna. We use "level" for condensed beds or beds with a poor fauna which might be regrouped with more data support.

5.1. Pliensbachian Stage

5.1.1. Carixian substage

Ibex zone

Until now the early Carixian has not been recognized in the studied area. In the middle Carixian, the ammonites are very rare. Nevertheless we can distinguish 3 levels in this period:

- (I) ***Tropidoceras* level**
 Only characterized by *Tropidoceras*.
 (II) ***inflatum* level**
 Characterized by the association *Acanthopleuroceras* and *Tropidoceras*.
 (III) ***geyeri* level**
 In this level, the index species co-occurs with *Protogrammoceras* gr. *volubile*.

We were not able to prove the existence of late Carixian in the Lienz Dolomites. Nevertheless, GEYER (1903) reported *Androgynoceras capricornus* (SCHLOTHEIM) from the Amlacher Wiesen Syncline (Rötenbach area). Possibly this horizon is not developed in the investigated sections.

5.1.2. Domerian substage

The family Amaltheidae is rather well represented in the faunas of the Lienz Dolomites and is quite diversified with *Amaltheus stokesi*, *Amaltheus margaritatus*, *Amaltheus margaritatus* "forme" *subnodosus* and *Pleuroceras*.

Margaritatus zone

The Margaritatus zone sensu DEAN et al. (1961) is equivalent with the Stokesi and Margaritatus zones in FERRETTI (1990).

Stokesi subzone

At the present time the correlations between the Euroboreal and Tethyan realms appear to be good for the Stokesi subzone, especially between the Apennines and the Burgundy – Causses basin.

- (IV) ***lavinianum* horizon**
 This horizon classically characterizes the base of the Domerian in the Tethyan realm. In our region *Fucinoceras* gr. *lavinianum*, *Cetonoceras* sp. and *Phylloceras* co-occur in this stratigraphical unit.
 (V) ***isseli* horizon**
 Besides the index species, we find an Euroboreal group: *Protogrammoceras* (*Matteiceras*) *monestieri*. This species allows us a good correlation, particularly with the Causses basin (MEISTER, 1986) and Burgundy (DOMMERGUES 1987). Consequently the "Euroboreal" *monestieri* horizon appears to be equivalent to the "Tethyan" *isseli* horizon.
 (VI) ***marianii* horizon**
 After comparison with the *marianii* horizon from the Rotkögel (Upper Austroalpine, Salzburg area, MEISTER & BÖHM in press), we regroup here *Protogrammoceras* aff. gr. *marianii* (Lavant bed: 29) with *Protogrammoceras* (*Matteiceras*) *nitescens* and *Amaltheus* aff. *stokesi* (Lavant bed: 33) to only one horizon. In this case, the *marianii* horizon appears to be the equivalent to the "Euroboreal" *nitescens* horizon.
 (VII) ***celebratum* and (VIII) *cornacaldense* levels**
 The condensed bed at Blasbründl can be attributed to two stratigraphical units by comparison

MIDDLE LIAS				Period																					
PLIENSBACHIAN				Stages & substages																					
CARIXIAN		DOMERIAN		Zones																					
JAMESONI	IBEX	DAVOEI	MARGARITATUS	SPINATUM																					
TAYLORI	BREVISPINAPOLY.	JAMESONI	MASSEANUM	VALDANI	LURIDUM	MACULATUM	CAPRICORNUS	FIGULINUM	STOKESI	SUBNODOSUS	GIBBOSUS	APYRENUM	HAWSKERENSE												
Tropidoceras (I)		Inffatum (II)		Geyeri (III)				Lavinianum (IV)		Isseli (V)		Marianii (VI)		"Celebratum" (VII)		"Cornacaldense" (VIII)		Ugdulnai (IX)		Algovianum (X)		Solare (XI)			
<p>FAUNAL COMPOSITIONS IN LIENZ AREA</p> <ul style="list-style-type: none"> Dactyloceratidae Amathieidae Liparoceratidae Acanthopleuroceratidae Phricodoceratidae Pnyliceratidae Juraphylloceratidae Lyoceratidae Arcticeratinae Harpoceratinae 													<p>PALEOGEOGRAPHICAL AFFINITIES</p> <ul style="list-style-type: none"> Euroboreal affinities Ubiquitous faunas Tethyan affinities 												
no available data													no available data												
2 ex.													83 ex.												
13 ex.													54 ex.												
7 ex.													26 ex.												
20 ex.													6 ex.												

Text-Fig. 16.
Faunal composition and paleogeographical affinities in the Lienz area.

with the continuous biostratigraphical sequence of the Causses Basin (MEISTER, 1989).

Protogrammoceras aff. gr. *celebratum* and *Amaltheus stokesi* belong without doubt to the *celebratum* level. Likewise *Fucineras* gr. *cornacaldense* and *Amaltheus margaritatus* (with *Amaltheus margaritatus* "forme" *subnodosus*) belong to the *cornacaldense* level. On the contrary, it is impossible to attribute the longer ranging taxa of the condensed bed (Phylloceratina, Lytoceratina, *Phricodoceras* sp., *Becheiceras* gr. *bechei* and ?*Arieticeratina* sp.) to one of these two stratigraphic units.

Subnodosus subzone

In the Tethyan realm and in the Causses basin, the first level (*celebratum* level) still belongs to the Stokesi subzone and the *cornacaldense* level already to the Subnodosus subzone. Therefore, the boundary between the Stokesi subzone and the Subnodosus subzone lies between the *celebratum* and *cornacaldense* levels.

Gibbosus subzone

(IX) *ugdulenai* horizon

This horizon is characterized by the index species and some *Lytoceras* sp.

(X) *algovianum* horizon

Like in the Apennines or in the Causses Basin, we find *Arieticeras* gr. *algovianum* immediately overlying the *ugdulenai* horizon. *Arieticeras* gr. *algovianum* is

associated with *Amaltheus margaritatus* and Juraphyllitidae and Phylloceratidae.

Spinatum zone

Apyrenum subzone

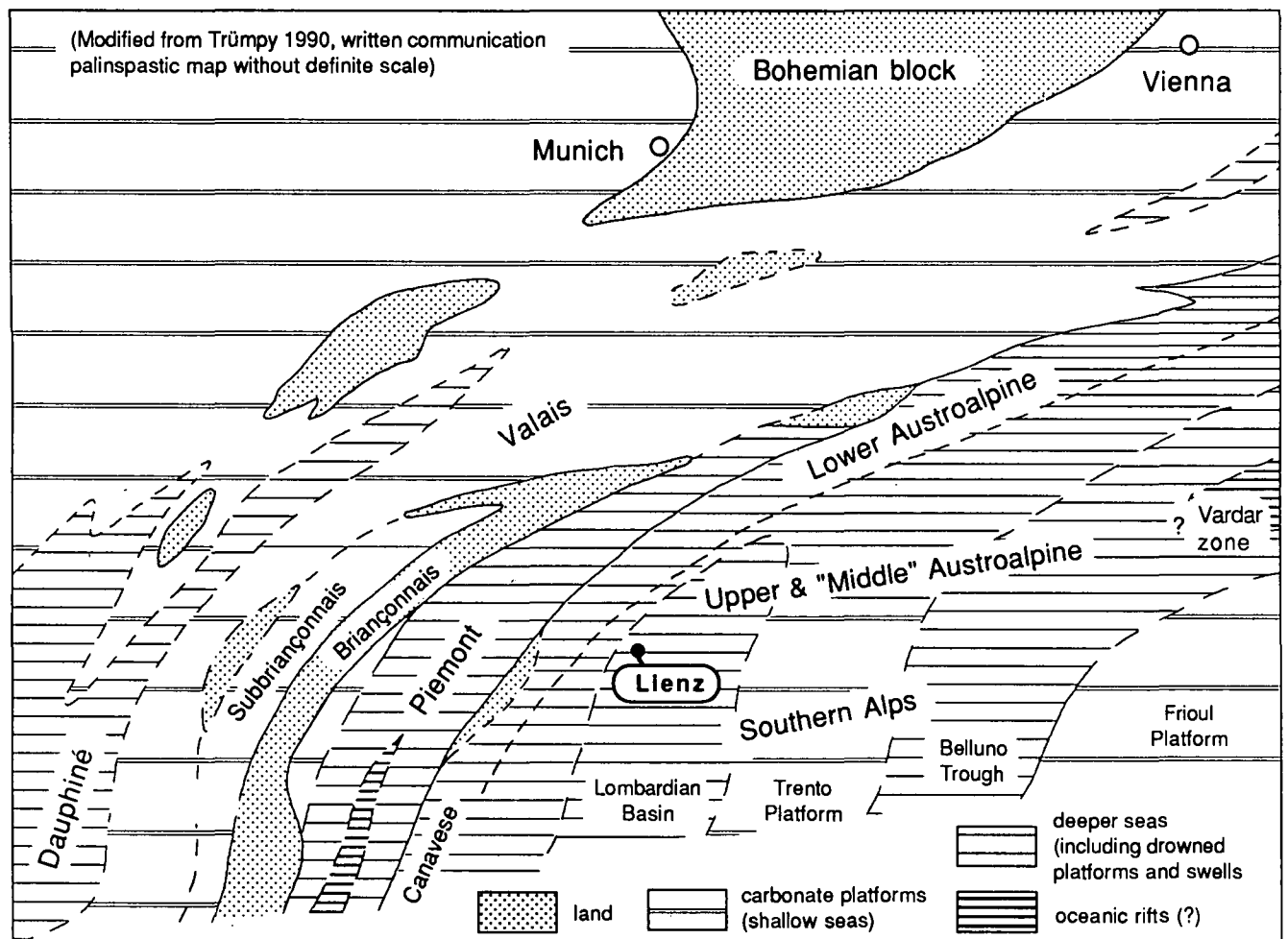
(XI) *solare* horizon

This horizon with *Pleuroceras* aff. *solare* and *Phylloceras* is well known throughout the Euroboreal and the western Tethyan realms (FERRETTI & MEISTER, in press).

6. Faunal Composition

The faunal composition (Fig. 16) shows well the Tethyan affinities of the Lienz Upper Austroalpine. However, this typical Tethyan fauna with Phylloceratidae, Juraphyllitidae, Dactyloceratidae (here *Celonoceras*), Harpoceratinae (*Protogrammoceras* and *Fucineras*) and Arietoceratinae is mixed with classical Euroboreal ammonites as *Acanthopleuroceras*, *Androgynoceras*, *Protogrammoceras* (*Matteiceras*) and Amaltheidae (*Amaltheus* and *Pleuroceras*).

The Euroboreal influence appears nearly continuous during the Pliensbachian in this region. This observation becomes evident when we compare the proportion of Tethyan and Euroboreal ammonites (Fig. 16).



Text-Fig. 17.
Paleogeographical reconstruction of the Lias of the Alpine Range.
Modified after TRÜMPY (1990: written comm.) and SCHMIDT et al. (in press).

Tropidoceras, *Becheiceras*, and the Lytoceratina are considered to occur in both realms.

Some events like the acme of Lytoceratina at the boundary between the Stokesi and Subnodosus subzones can be observed more globally. The abundance of Lytoceratina corresponds to an obliteration of the Harpoceratinae and to the development of the Arieticeratinae. FERRETTI & MEISTER (in press) have shown that the Lytoceratina seem to have acme-episodes during periods of instability of the Ammonitina.

In the Lienz Dolomites, the Phylloceratina are always present but do not dominate the fauna as in true "ammonitico rosso" areas.

7. Conclusions

The Upper Austroalpine occupies a key position for palinspastic reconstructions (Fig. 17) and particularly for biochronological correlations between the Euro-

boreal and Tethyan realms. This tectonic unit represents without doubt a Tethyan region and has been under the permanent influence of the Euroboreal in the Pliensbachian. This could be demonstrated in the Lienz Dolomites, based on the presence of *Acanthopleuroceras* gr. *infilatum* and *Androgynoceras* gr. *geyeri* for the Middle Carixian and to Amaltheidae (*Amaltheus* and *Pleuroceras*) and *P. (Matteiceras)* for the Domerian period.

Acknowledgements

We wish to thank W. BLIND, Gießen, for critically reading an earlier version of the manuscript. T. SCHMIDT, G. SUHR, and D. TANNER (Gießen) gave valuable corrections of the English text, and Mrs. M. SCHORGE (Gießen) is thanked for processing the photos.

C. MEISTER gratefully acknowledges the "Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique" for supporting the investigations.

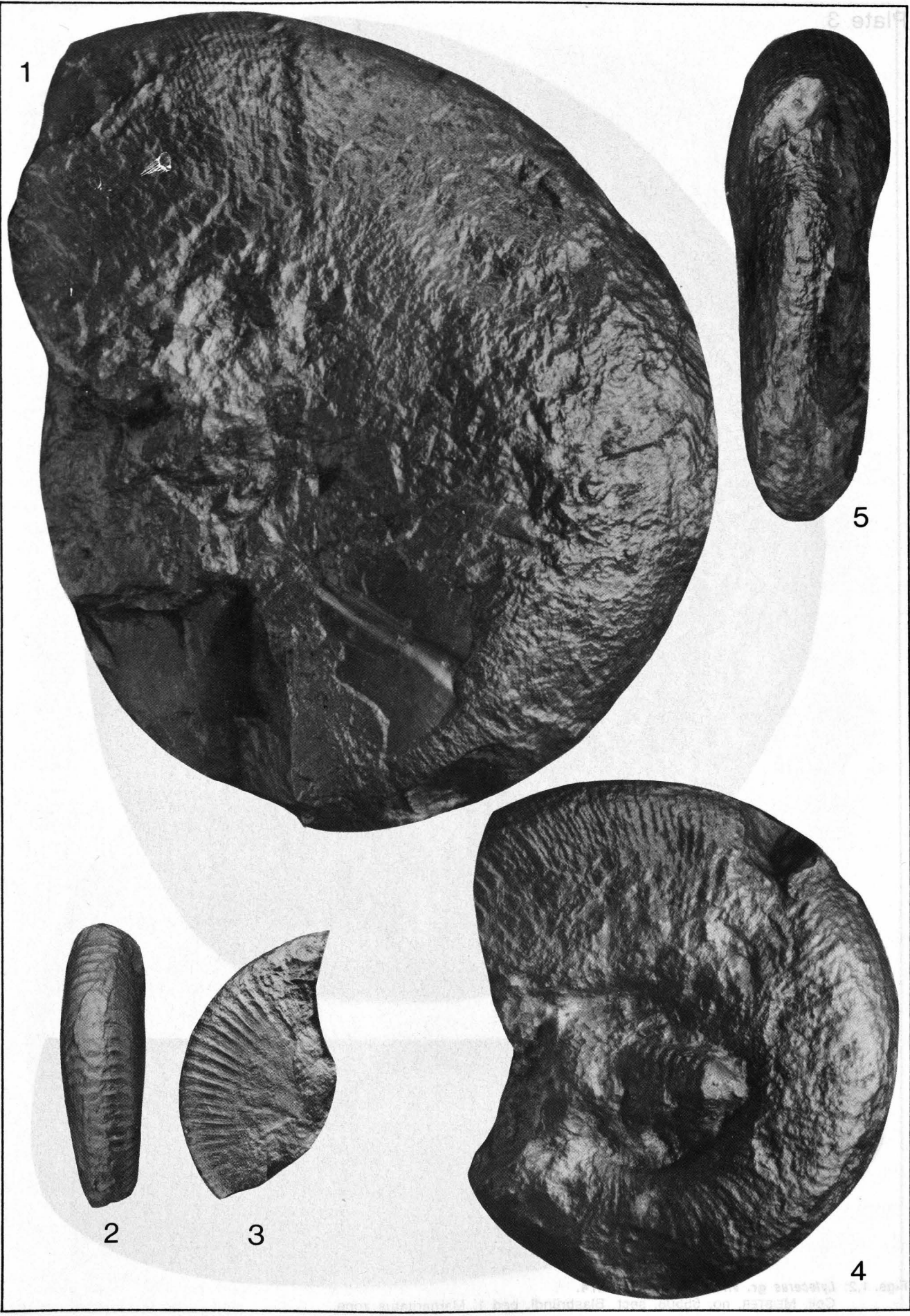
Plate 1

- Figs. 1, 2: ***Phylloceras (Calaiceras) calais* (MENEHINI 1874).**
Coll. MEISTER, no. 55501, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Fig. 3: **Gastropode, gen. et sp. ind.**
Coll. MEISTER, no. 55502, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Figs. 4, 5: ***Juraphyllites (Harpophylloceras) eximius* (HAUER 1854).**
Coll. MEISTER, no. 55503, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Figs. 6, 7: ***Phylloceras (Calliphylloceras) bicicolae* (MENEHINI 1874).**
Coll. MEISTER, no. 55504, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Figs. 8, 9: ***Phylloceras (Calliphylloceras) bicicolae* (MENEHINI 1874).**
Coll. BLAU, no. H 8320, sect. Lavant, bed 33, Margaritatus zone.
- Figs. 10,11: ***Lytoceras* gr. *baconicum* VADASZ 1910.**
Coll. MEISTER, no. 55505, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.



Plate 2

- Fig. 1: *Phylloceras (Calliphylloceras) bicicolae* (MENEHINI 1874).
Coll. MEISTER, no. 55506, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Figs. 2,3: *Partschiceras striatocostatum* (MENEHINI 1853).
Coll. MEISTER, no. 55507, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Figs. 4,5: *Lytoceras gr. villae* MENEHINI 1874.
Coll. BLAU, no. L-X, S Kreithof, Margaritatus zone.



1

5

2

3

4

Plate 3

Figs. 1,2: *Lytoceras gr. villae* MENEGHINI 1874.
Coll. MEISTER, no. 55508, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.

1

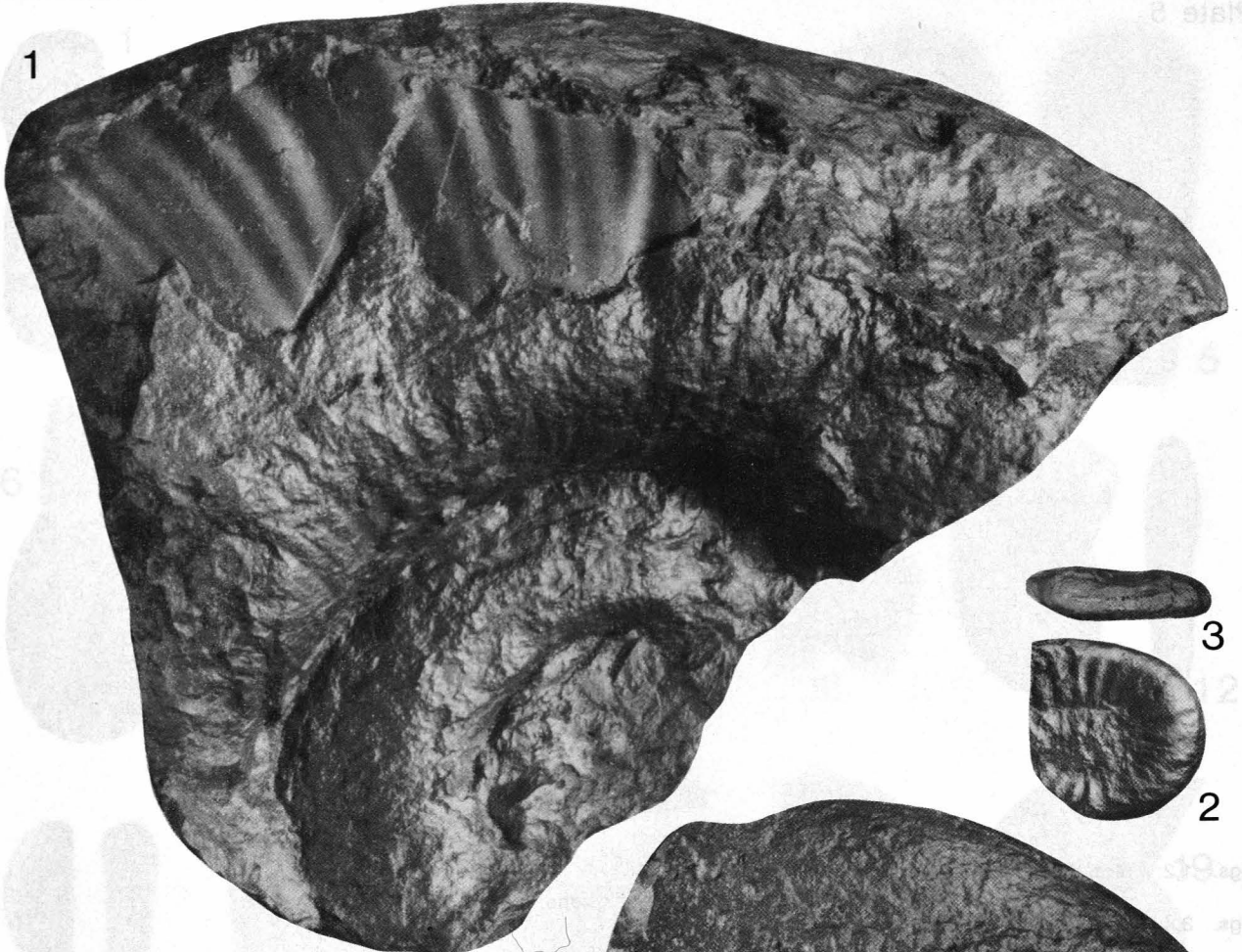


2

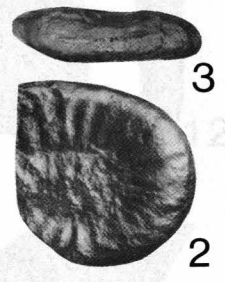


Plate 4

- Fig. 1: ***Lytoceras gr. baconicum* VADASZ 1910.**
Coll. MEISTER, no. 55509, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Figs. 2,3: ***Tropidoceras* sp.**
Coll. MEISTER, no. 55510, sect. Lavant, bed 1, Ibex zone.
- Fig. 4: ***Lytoceras gr. villae* MENEHINI 1874.**
Coll. MEISTER, no. 55511, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Fig. 5: ***Becheiceras gr. bechei* (SOWERBY 1821).**
Coll. MEISTER, no. 55512, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.

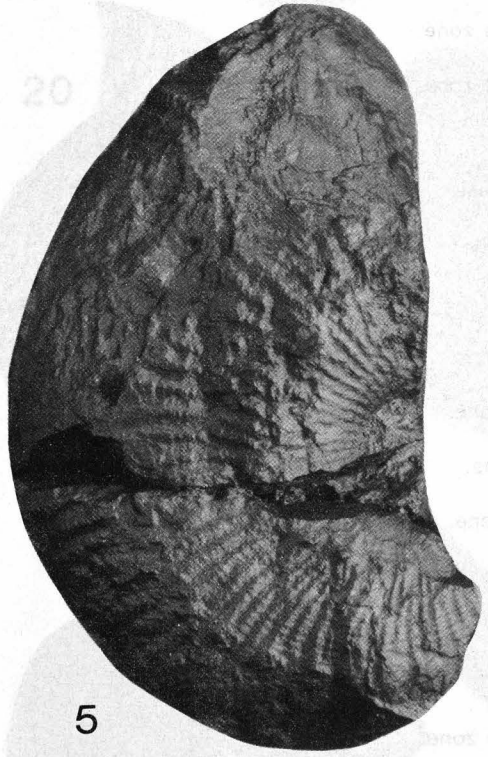


1

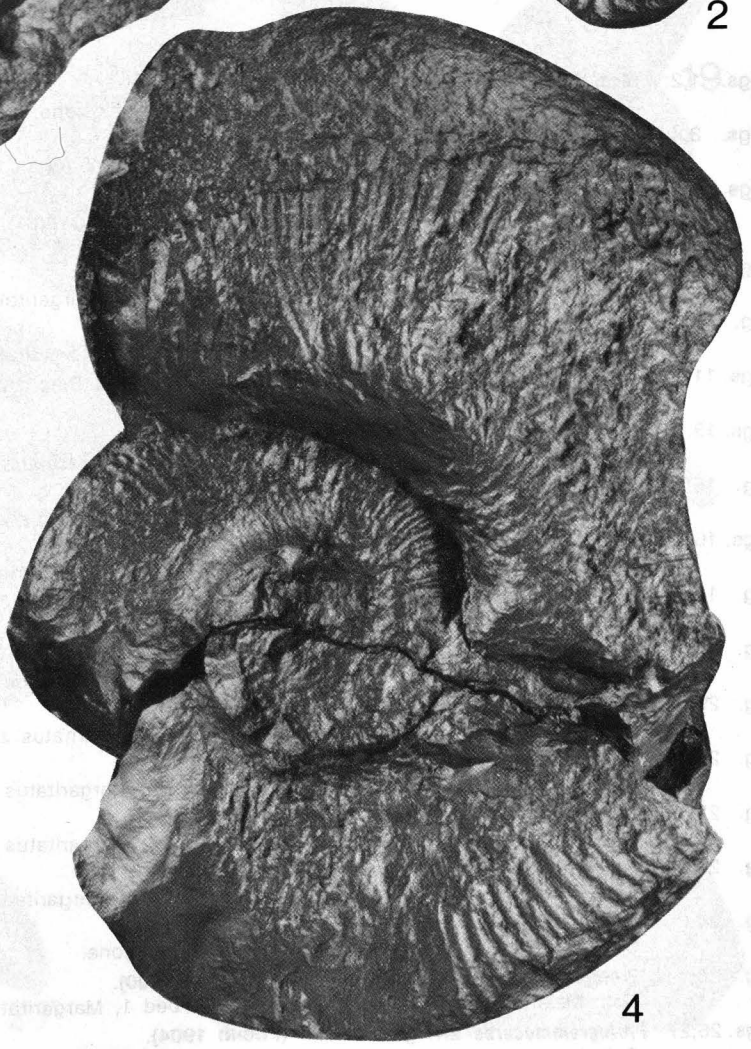


3

2

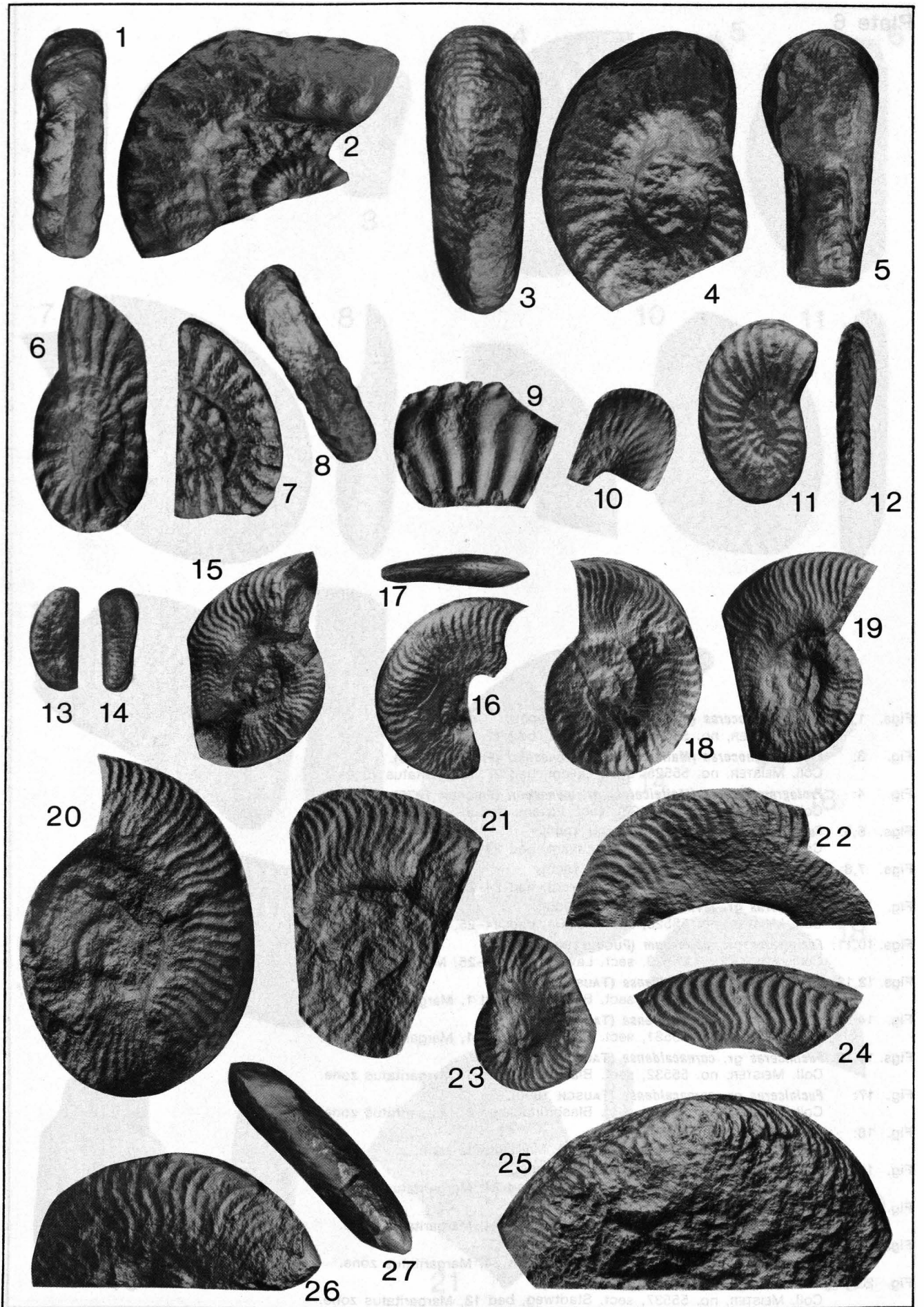


5



4

- Figs. 1,2: ***Acanthopleuroceras gr. inflatum* (QUENSTEDT 1885).**
Coll. MEISTER, no. 55513, sect. Lavant, bed 4, Ibex zone.
- Figs. 3,4,5: ***Androgynoceras gr. geyeri* (SPATH 1938).**
Coll. MEISTER, no. 55514, sect. Lavant, bed 12, Ibex zone.
- Figs. 6,7,8: ***Pleuroceras aff. solare* (PHILLIPS 1829).**
Specimen to Figs. 7,8: coll. BLAU, no. 83152, sect. Lavant.
Specimen to Fig. 6: coll. MEISTER, sect. Blasbründl, bed 3, Spinatum zone.
- Fig. 9: ***Amaltheus stokesi* (SOWERBY 1818).**
Coll. MEISTER, no. 55515, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Fig. 10: ***Amaltheus margaritatus* DE MONTFORT 1808.**
Coll. MEISTER, no. 55516, sect. Stadtweg, bed 13, Margaritatus zone.
- Figs. 11,12: ***Amaltheus margaritatus "forme" subnodosus* (YOUNG & BIRD 1828).**
Coll. BLAU, Sturzelbach, Margaritatus zone.
- Figs. 13,14: ***Cetonoceras juv. sp.***
Coll. MEISTER, no. 55517, sect. Lavant, bed 24, Margaritatus zone.
- Fig. 15: ***Protogrammoceras gr. isseli* (FUCINI 1900).**
Coll. BLAU, no. H 8315, sect. Lavant, bed 27, Margaritatus zone.
- Figs. 16,17: ***Protogrammoceras gr. isseli* (FUCINI 1900).**
Coll. BLAU, no. H 7, sect. Lavant, bed 27, Margaritatus zone.
- Fig. 18: ***Protogrammoceras gr. isseli* (FUCINI 1900).**
Coll. MEISTER, no. 55518, sect. Lavant, bed 27, Margaritatus zone.
- Fig. 19: ***Protogrammoceras gr. isseli* (FUCINI 1900).**
Coll. MEISTER, no. 55519, sect. Lavant, bed 27, Margaritatus zone.
- Fig. 20: ***Protogrammoceras gr. isseli* (FUCINI 1900).**
Coll. BLAU, no. 84-314, sect. Lavant, bed 27, Margaritatus zone.
- Fig. 21: ***Protogrammoceras gr. isseli* (FUCINI 1900).**
Coll. MEISTER, no. 55520, sect. Lavant, bed 27, Margaritatus zone.
- Fig. 22: ***Protogrammoceras gr. isseli* (FUCINI 1900).**
Coll. MEISTER, no. 55521, sect. Lavant, bed 27, Margaritatus zone.
- Fig. 23: ***Fucinoceras aff. gr. javinianum* (FUCINI 1900).**
Coll. BLAU, no. 84-309, sect. Lavant, bed 24-25, Margaritatus zone.
- Fig. 24: ***Protogrammoceras aff. gr. celebratum* (FUCINI 1900).**
Coll. BLAU, no. 1697, Sturzelbach, Margaritatus zone.
- Fig. 25: ***Protogrammoceras aff. gr. celebratum* (FUCINI 1900).**
Coll. MEISTER, no. 55522, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Figs. 26,27: ***Protogrammoceras aff. gr. marianii* (FUCINI 1904).**
Coll. MEISTER, no. 55523, sect. Lavant, bed 29, Margaritatus zone.



- Figs. 1,2: ***Protogrammoceras* gr. *volubile* (FUCINI 1900).**
Coll. MEISTER, no. 55524, sect. Lavant, bed 12, Ibex zone.
- Fig. 3: ***Protogrammoceras* (*Matteiceras*) gr. *monestieri* (FISCHER 1975).**
Coll. MEISTER, no. 55525, sect. Lavant, bed 27, Margaritatus zone.
- Fig. 4: ***Protogrammoceras* (*Matteiceras*) gr. *monestieri* (FISCHER 1975).**
Coll. BLAU, no. H-8331 (123), sect. Lavant, bed 27, Margaritatus zone.
- Figs. 5,6: ***Fuciniceras* gr. *lavinianum* (FUCINI 1900).**
Coll. MEISTER, no. 55526, sect. Lavant, bed 24–25, Margaritatus zone.
- Figs. 7,8: ***Fuciniceras* gr. *lavinianum* (FUCINI 1900).**
Coll. MEISTER, no. 55527, sect. Lavant, bed 24–25, Margaritatus zone.
- Fig. 9: ***Fuciniceras* gr. *lavinianum* (FUCINI 1900).**
Coll. MEISTER, no. 55528, sect. Lavant, bed 24–25, Margaritatus zone.
- Figs. 10,11: ***Fuciniceras* gr. *lavinianum* (FUCINI 1900).**
Coll. MEISTER, no. 55529, sect. Lavant, bed 24–25, Margaritatus zone.
- Figs. 12,13: ***Fuciniceras* gr. *cornacaldense* (TAUSCH 1890).**
Coll. MEISTER, no. 55530, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Fig. 14: ***Fuciniceras* gr. *cornacaldense* (TAUSCH 1890).**
Coll. MEISTER, no. 55531, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Figs. 15,16: ***Fuciniceras* gr. *cornacaldense* (TAUSCH 1890).**
Coll. MEISTER, no. 55532, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Fig. 17: ***Fuciniceras* gr. *cornacaldense* (TAUSCH 1890).**
Coll. MEISTER, no. 55533, sect. Blasbründl, bed 1, Margaritatus zone.
- Fig. 18: **gen. et sp. ind. ?*Fuciniceras*.**
Coll. BLAU, no. H-8328, sect. Lavant, Margaritatus zone.
- Fig. 19: ***Arieticerias* gr. *ugdulenai* (GEMMELARO 1885).**
Coll. MEISTER, no. 55534, sect. Lavant, bed 34, Margaritatus zone.
- Fig. 20: ***Arieticerias* gr. *ugdulenai* (GEMMELARO 1885).**
Coll. MEISTER, no. 55535, sect. Lavant, bed 34, Margaritatus zone.
- Figs. 21,22: ***Arieticerias* gr. *ugdulenai* (GEMMELARO 1885).**
Coll. MEISTER, no. 55536, sect. Lavant, bed 34, Margaritatus zone.
- Fig. 23: ***Arieticerias* gr. *algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. MEISTER, no. 55537, sect. Stadtweg, bed 13, Margaritatus zone.

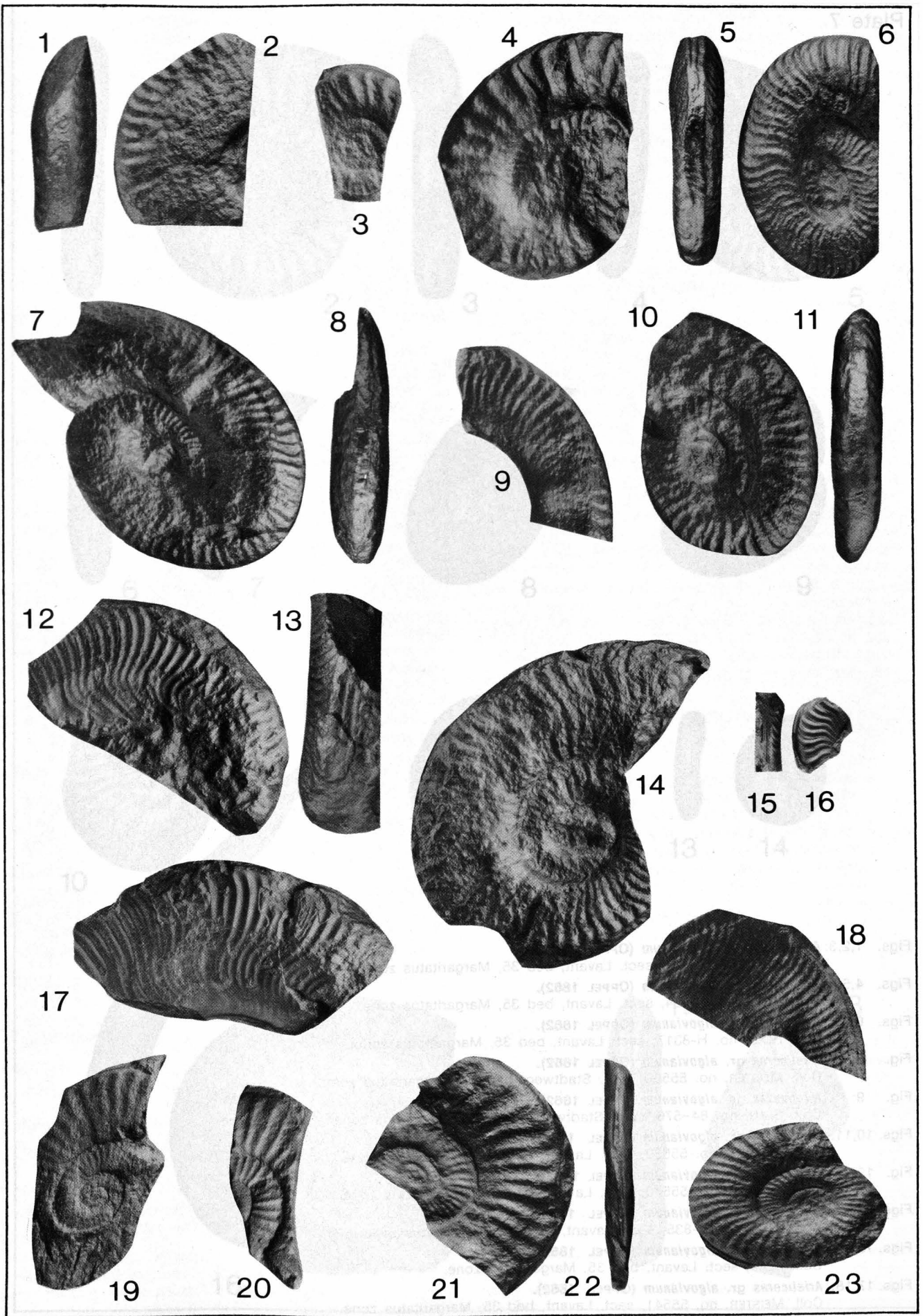
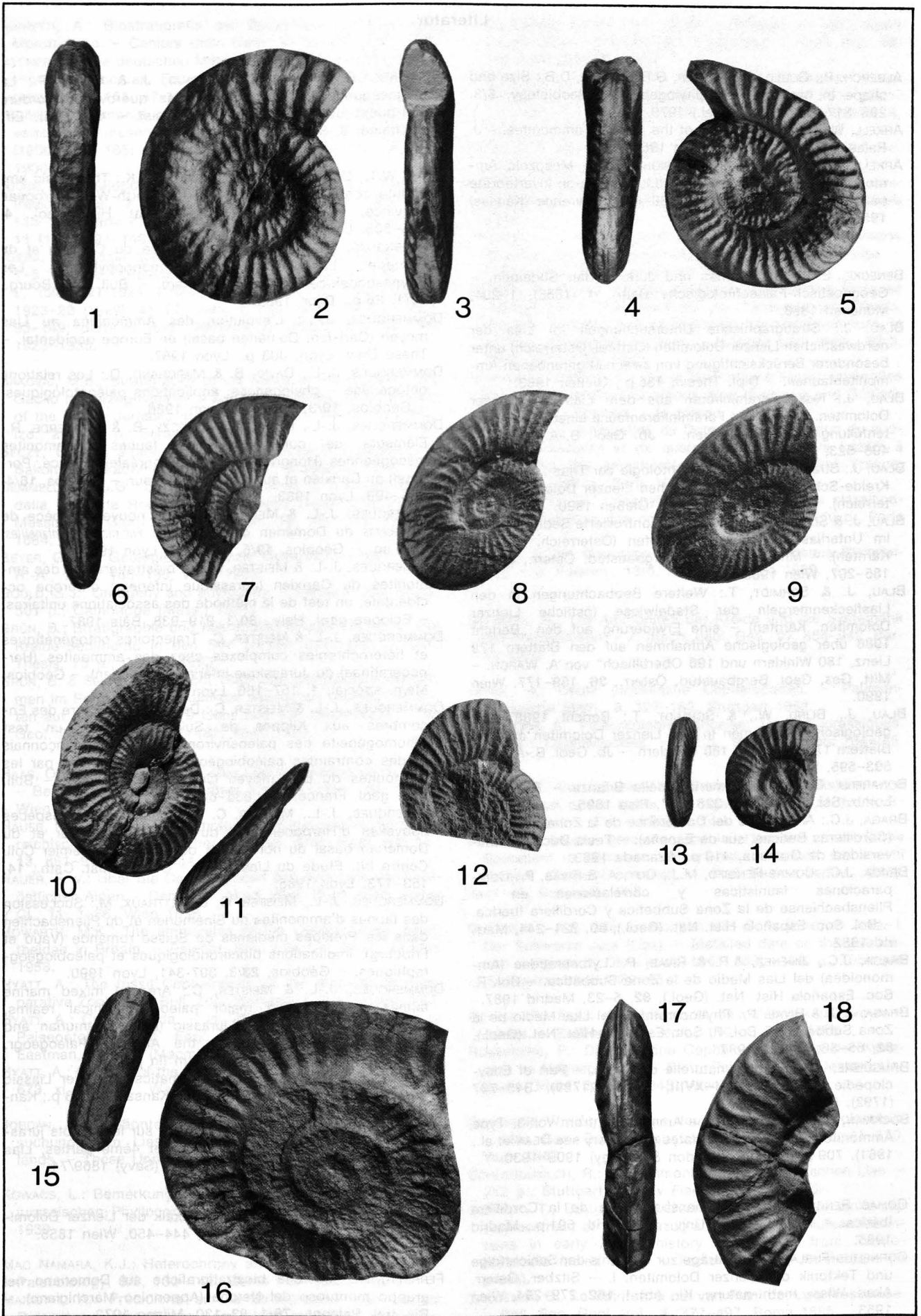


Plate 7

- Figs. 1,2,3: ***Arieticeras gr. algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. BLAU, no. H-833, sect. Lavant, bed 35, Margaritatus zone.
- Figs. 4,5: ***Arieticeras gr. algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. BLAU, no. H-834, sect. Lavant, bed 35, Margaritatus zone.
- Figs. 6,7: ***Arieticeras gr. algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. BLAU, no. H-8317, sect. Lavant, bed 35, Margaritatus zone.
- Fig. 8: ***Arieticeras gr. algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. MEISTER, no. 55538, sect. Stadtweg, bed 13, Margaritatus zone.
- Fig. 9: ***Arieticeras gr. algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. BLAU, no. 84-576, sect. Stadtweg, bed 13, Margaritatus zone.
- Figs. 10,11: ***Arieticeras gr. algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. MEISTER, no. 55539, sect. Lavant, bed 35, Margaritatus zone.
- Fig. 12: ***Arieticeras gr. algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. MEISTER, no. 55540, sect. Lavant, bed 35, Margaritatus zone.
- Figs. 13,14: ***Arieticeras gr. algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. BLAU, no. H-835, sect. Lavant, bed 35, Margaritatus zone.
- Figs. 15,16: ***Arieticeras gr. algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. BLAU, sect. Lavant, bed 35, Margaritatus zone.
- Figs. 17,18: ***Arieticeras gr. algovianum* (OPPEL 1862).**
Coll. MEISTER, no. 55541, sect. Lavant, bed 35, Margaritatus zone.



Literatur

- ALBERCH, P., GOULD, S.J., OSTER, G.F. & WAKE, D.B.: Size and shape in ontogeny and phylogeny. – *Paleobiology*, **5/3**, 296–317, Menlo Park (Cal.) 1979.
- ARKELL, W.J.: A classification of the Jurassic ammonites. – *J. Palaeont.*, **24**, 345–364, Tulsa 1950.
- ARKELL, W.J., KUMMEL, B. & WRIGHT, C.W.: Mesozoic Ammonoidea. – In: MOORE, R. C. (ed.): *Treatise on Invertebrate paleontology*, (L) Mollusca 4, 80–490, Lawrence (Kansas) 1957.
- BENECKE, E.W.: Ueber Trias und Jura in den Südalpen. – *Geognostisch-Palaeontologische Beitr.*, **1** (1866), 1–204, München 1868.
- BLAU, J.: Stratigraphische Untersuchungen im Lias der nordwestlichen Lienzer Dolomiten (Osttirol/Österreich) unter besonderer Berücksichtigung von zwei neu gefundenen Ammonitenfaunen. – *Dipl. Thesis*, 135 p., Gießen 1983.
- BLAU, J.: Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. – Teil I: Die Foraminiferenfauna einer roten Spaltenfüllung in Oberrhätalken. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/3–4**, 495–523, Wien 1987.
- BLAU, J.: Stratigraphie und Paläontologie der Trias-, Jura- und Kreide-Schichten in den nördlichen Lienzer Dolomiten (Österreich). – *Doct. Thesis*, 139 p., Gießen 1990.
- BLAU, J. & SCHMIDT, T.: Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **34/35**, 185–207, Wien 1988.
- BLAU, J. & SCHMIDT, T.: Weitere Beobachtungen in den Liasfleckenmergeln der Stadelwiese (östliche Lienzer Dolomiten, Kärnten) – eine Erwiderung auf den „Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern und 196 Obertilliach“ von A. WARCH. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **36**, 169–177, Wien 1990.
- BLAU, J., BLIND, W., & SCHMIDT, T.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 179 Lienz und 180 Winklern. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 593–595, Wien 1989.
- BONARELLI, G.: Fossili domeriani della Brianza. – *Rend. Ist. Lomb. Sci. Lett.*, **2/28**, 326–347, Pisa 1895.
- BRAGA, J.C.: Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, sur de España). – *Tesis Doctoral*, Universidad de Granada, 410 p., Granada 1983.
- BRAGA, J.C., COMAS RENGIFO, M.J., GOY, A. & RIVAS, P.: Comparaciones faunísticas y correlaciones en el Pliensbachense de la Zona Subbética y Cordillera Iberica. – *Bol. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **80**, 221–244, Madrid 1982.
- BRAGA, J.C., JIMENEZ, A.P. & RIVAS, P.: Lytoceratidae (Ammonoidea) del Lias Medio de la Zona Subbética. – *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **82**, 5–23, Madrid 1987.
- BRAGA, J.C. & RIVAS, P.: Phylloceratidae del Lias Medio de la Zona Subbética. – *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **82**, 65–86, Madrid 1987.
- BRUGUIÈRE, J.G.: Histoire naturelle des Vers. – Part of *Encyclopédie Méthodique*, **I–XVIII**, 1–344 (1789), 345–757 (1792), Paris 1789–1792.
- BUCKMAN, S.S.: Yorkshire Type Ammonites (from vol. 3, Type Ammonites). – **1–7** (for the dates of delivery see DEAN et al., 1961), 709 pl., London (Weldon & Wesley) 1909–1930.
- COMAS RENGIFO, M.J.: El Pliensbachense de la Cordillera Ibérica. – *Tesis Doctoral Univ. de Madrid*, 591 p., Madrid 1985.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. I. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, **162**, 279–294, Wien 1953.
- CUBAYNES, R., BOUTET, C., DELFAUD, J. & FAURE, P.: La mégaséquence d'ouverture du Lias quercynois (bordure sud-ouest du Massif Central français). – *Soc. Nat. Elf-Aquitaine*, **8**, 334–370, Pau 1984.
- DEAN, W.T., DONOVAN, D.T. & HORWATH, M.K.: The liassic ammonite zones and subzones of the North-West European Province. – *Bull. British Museum Nat. Hist. Geol.*, **4**, 435–505, London 1961.
- DOMMERGUES, J.-L.: Les Dactylioceratidae du Carixien et du Domérien basal, un groupe monophylétique. Les Reynesocoeloceratinae nov. subfam. – *Bull. Sci. Bourg.*, **39/1**, 26 p., Dijon 1986.
- DOMMERGUES, J.-L.: L'évolution des Ammonitina au Lias moyen (Carixien, Domérien basal) en Europe occidentale. – *Thèse Univ. Lyon*, 303 p., Lyon 1987.
- DOMMERGUES, J.-L., DAVID, B. & MARCHAND, D.: Les relations ontogénèse – phylogénèse: applications paléontologiques. – *Géobios*, **19/3**, 335–356, Lyon 1986.
- DOMMERGUES, J.-L., FERRETTI, A., GÉCZY, B. & MOUTERDE, R.: Eléments de corrélation entre faunes d'ammonites mésogéennes (Hongrie, Italie) et subboréales (France, Portugal) au Carixien et au Domérien inférieur. – *Géobios*, **16/4**, 471–499, Lyon 1983.
- DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C.: Une nouvelle espèce de *Fucinicerus* du Domérien des Causses: *Fucinicerus fontaneillesi* nov. sp. – *Géobios*, **19/5**, 653–660, Lyon 1986.
- DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C.: La biostratigraphie des ammonites du Carixien (Jurassique inférieur) d'Europe occidentale: un test de la méthode des associations unitaires. – *Eclogae geol. Helv.*, **80/3**, 919–938, Bâle 1987.
- DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C.: Trajectoires ontogénétiques et hétérochronies complexes chez des ammonites (Harpoceratinae) du Jurassique inférieur (Domérien). – *Géobios, Mém. spécial*, **1**, 157–166, Lyon 1989.
- DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C.: De la Grosse Pierre des Encombres aux Klippes de Suisse centrale: un test d'homogénéité des paléoenvironnements subbriançonnais et des contraintes paléobiogéographiques alpines par les ammonites du Lias moyen (Jurassique inférieur). – *Bull. Soc. géol. France*, **8/4**, 635–646, Paris 1990.
- DOMMERGUES, J.-L., MEISTER, C. & FAURE, P.: Trois espèces nouvelles d'Harpoceratinae du Carixien supérieur et du Domérien basal du nord-ouest de l'Europe. *Premier Coll. Centre Int. Etude du Lias 1984*. – *Cahiers Inst. Cath.*, **14**, 153–173, Lyon 1985.
- DOMMERGUES, J.-L., MEISTER, C. & METTRAUX, M.: Succession des faunes d'ammonites du Sinémurien et du Pliensbachien dans les Préalpes médianes de Suisse romande (Vaud et Fribourg): implications biochronologiques et paléobiogéographiques. – *Géobios*, **23/3**, 307–341, Lyon 1990.
- DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C.: Area of mixed marine faunas between two major paleogeographical realms, exemplified by the Early Jurassic (Late Sinemurian and Pliensbachian) ammonites in the Alps. – *Paleogeogr. Palclimatol. Paleoecol.*, Amsterdam (in press).
- DONOVAN, D.T., FORSEY, G.F.: Systematics of Lower Liassic Ammonitina. – *Paleont. Contr. Univ. Kansas*, **64**, 18 p., Kansas 1973.
- DUMORTIER, E.: Etudes paléontologiques sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône, 3ème et 4ème parties, Lias moyen et supérieur. – 299 p., Paris (Savy) 1869/74.
- EMMRICH, H.: Notiz ueber den Alpenkalk der Lienzer Dolomiten. – *Jb. Geol. Reichsanst.*, **6**, 444–450, Wien 1855.
- FERRETTI, A.: Ricerche biostratigrafiche sul Domeriano nel gruppo montuoso del Nerone (Appennino Marchigiano). – *Riv. Ital. Paleont.*, **78/1**, 93–130, Milano 1972.

- FERRETTI, A.: Biostratigrafia del Domeriano nell'Appennino Marchigiano. – Cahiers Univ. Cath., **4**, 53–56, Lyon 1990.
- FISCHER, R.: Die deutschen Mittelias-Falciferen (Ammonoidea, Protogrammoceras, Fuciniceras, Arieticeras). – Palaeontographica A, **151**, 47–101, Stuttgart 1975.
- FUCINI, A.: Ammoniti del Lias Medio dell'Appennino centrale esistenti nel museo di Pisa. – Parte 1, Paleont. Ital., **5/1899** (1900), 145–185; parte 2, ibid. **6/1900** (1901), 17–78, Pisa 1900–1901.
- FUCINI, A.: Cefalopodi Liassici del Monte di Cetona. – Parte 1, Paleont. Ital., **7** (1901), 1–89; parte 3, ibid., **9** (1903), 125–185; parte 4, ibid., **10** (1904), 275–298; parte 5, ibid., **11** (1905), 93–146; Pisa 1901–1905.
- FUCINI, A.: Fossili domeriani dei dintorni di Taormina. Parte 1–5. – Parte 1, Paleont. Ital., **26/1920** (1923), 75–116; parte 2, ibid., **27/1921** (1924), 1–21; parte 3, ibid., **29–30/1923–28** (1929), 41–77; parte 4, ibid., **31/1929–30** (1931), 93–149; parte 5, ibid., **35/1934–35** (1935), 85–100; Pisa 1923–1935.
- GAKOVIC, M.B.: Stratigraphy of the liassic of the Zalomka and Gacko in Herzegovina as a base of biostratigraphic division of the Lower Jurassic in the Dinarides. – Geol. Glas. Pos. Izd., **21**, 143 p., Sarajevo 1986.
- GÉCZY, B.: Les ammonites du Carixien de la montagne du Bakony. – Akadémiai Kiado, 220 p., Budapest 1976.
- GEMMELLARO, G.G.: Sui fossili degli strati a *Terebratula aspasia* della contrada Rocche Rosse presso Galati (Provincia di Messina). – Giorn. Sc. Nat. Econ., **16**, 167–218, Palermo 1884.
- GEYER, G.: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. – Verh. Geol. R.-A., **1903**, 165–196, Wien 1903.
- GOULD, S.J.: Ontogeny and phylogeny. – Harvard Univ. press, 501 p., Cambridge (Mass.) 1977.
- GRÜN, B.: Stratigraphie und Mikropaläontologie der Jura- und Kreide-Sedimente in den SW' Lienzer Dolomiten. – Dipl. Thesis, 70 p., Gießen 1990.
- GRÜN, B. & SENFF, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Permo-Mesozoikum der westlichen Lienzer Dolomiten auf den Blättern 179 Lienz und 196 Obertilliach. – Jb. Geol. B.-A., **133/3**, 481–482, Wien 1990.
- HAAS, O.: Die Fauna des mittleren Lias von Ballno im Südtirol. – Beitr. Paläont. Geol. Oesterr. Ungarn Orient, **26**, 1–161, Wien 1913.
- HAUER, F.v.: Beiträge zur Kenntnis der Capricornier der österreichischen Alpen. – Sitzber. K. Akad. Wiss. Math. Nat. Cl., **13**, 861–910, Wien 1854.
- HAUER, F. v.: Über die Cephalopoden aus dem Lias der nord-östlichen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., **11**, 1–86, Wien 1856.
- HOWARTH, M.K.: The ammonites of the Liassic family Amaltheidae in Britain. – Paleont. Soc. London, 90 p., London 1958.
- HYATT, A.: The fossil Cephalopods of the Museum of comparative Zoology. – Bull. Zool. Harvard, **1**, Cambridge 1867.
- HYATT, A.: Cephalopoda. – In: ZITTEL, K.A. v.: Text-book of Palaeontology, 1st Engl. ed., 502–604, transl. C.R. Eastman, London (Macmillan) 1900.
- HYATT, A.: Genesis of the Arietidae. – Smiths. Contrib. Knowl., **673**, xi + 238 p., Washington 1889.
- JORDAN, R.: Paläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Lias delta (Domerium) Nordwestdeutschlands. – Thèse Univ. Tübingen, 178 p., Tübingen 1960.
- KOWACS, L.: Bemerkungen zur systematischen Einteilung der jurassischen Phylloceraten. – Tisia, **3**, 278–320, Debrecen 1939.
- MAC NAMARA, K.J.: Heterochrony and phylogenetic trends. – Paleobiology, **8/2**, 130–142, Menlo Park (Cal.) 1982.
- MARIOTTI, A.: Precisions sur la stratigraphie des Lienzer Dolomiten. Hypothèses sur les relations paléogéographiques entre les Alpes orientales et les Alpes méridionales: conséquences structurales. – Géol. Alp., **48**, 121–129, Grenoble 1972.
- MENEGHINI, J.: Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Appennin Central. – In: STOPPANI, A. (ed.): Paleont. Lombarde, **4**, Milano 1867/81.
- MEISTER, C.: Les ammonites du Carixien des Causses, France. – Mém. Suis. Paléont., **109**, 209 p., Bâle 1986.
- MEISTER, C.: Ontogenèse et évolution des Amaltheidae (Ammonoidea). – Eclogae geol. Helv., **81/3**, 763–841, Bâle 1988.
- MEISTER, C.: Les ammonites du Domérien des Causses (France). Analyses paléontologiques et stratigraphiques. – Cahiers Pal. (CNRS edit.), 98 p., Paris 1989.
- MEISTER, C. & LOUP, B.: Les gisements d'ammonites liassiques (Hettangien à Pliensbachien) du Ferdenrothorn (Valais, Suisse): analyses paléontologiques, biostratigraphiques et aspects lithostratigraphiques. – Eclogae geol. Helv., **82/3**, 1003–1041, Bâle 1989.
- MEISTER, C. & BÖHM, F.: Upper Austroalpine liassic ammonites from the Northern Calcareous Alps (Salzburg and Schladming areas, Austria). – in press.
- MONESTIER, J.: Ammonites du Domérien de la région du sud-est de l'Aveyron et de quelques régions de la Lozère à l'exclusion des Amaltheidés. – Mém. Soc. Géol. France, N.S., **23**, 102 p., Paris 1934.
- MONTFORT, D. DE: Conchyliologie systématique et classification méthodique des coquilles. – I (LXXXVII), 410 p., Paris 1908.
- MÜLLER, S. W.: Genotype of the ammonites genus *Rhacophylites*. – J. Paleont., **13/5**, 533–537, Tulsa 1939.
- NEUMAYR, M.: Die Ammoniten der Kreide und die Systematik der Ammonitiden. – Z. dtsh. geol. Ges., **27**, 854–942, Berlin 1875.
- OPPEL, A.: Ueber jurassische Cephalopoden. – Palaeontologische Mitth., **3**, 127–162, Stuttgart 1862.
- D'ORBIGNY, A.: Paléontologie française. Terrains jurassiques. Tome I. Céphalopodes. – 642 p., Paris (Masson) 1844/45.
- PHILLIPS, J.: Illustrations of the Geology of the Yorkshire; or, a description of the strata and organic remains of the Yorkshire Coast. – XVI + 192 p., York 1829.
- POPA, E.: Asupra prezentei speciei *Pleuroceras solare* (Zona Spinatum) in calcarele Domerianului autohton din muntii Persani (Carpatii orientali). – Dari Seam. Sedint., **54/2**, 41–45, Bucarest 1969.
- QUENSTEDT, A.F.: Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. I. Der Schwarze Jura (Lias). – (detailed data on the publication are given by DEAN et al., 1961: 503). – 440 p., Tübingen (Schweitzerbart) 1882–85.
- REYNES, P.: Essai de géologie et de paléontologie aveyronnaises. – Baillièrre & fils édit., 110 p., Paris 1868.
- ROSENBERG, P.: Die liassische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. – Beitr. Paläont. Geol. Oesterr. Ungarns Orient, **22**, 193–345, Wien 1909.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **13/1962**, 41–120, Wien 1963.
- SCHLEGELMILCH, R.: Die Ammoniten des süddeutschen Lias. – 212 p., Stuttgart (Gustav Fischer Verlag) 1976.
- SCHMIDT, T., BLAU, J. & KAZMÉR, M.: Large scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history – evidence from Permo-Mesozoic facies belts. – Tectonophysics, Amsterdam (in press).
- SEGUENZA, G.: Le Spiriferina dei vari Piani del Lias Messinese. – Boll. Soc. Geol. Ital., **4**, 377–497, Roma 1885.

- SIMPSON, M.: The fossils of the Yorkshire Lias; described from nature.. – Whittaker ed., Whitby 1855.
- SMITH, P.L., TIPPER H.W., TAYLOR D.G. & GUÉX, J.: An ammonite zonation for the Lower Jurassic of Canada and the United States: the Pliensbachian. – *Can. J. Earth Sci.*, **25**, 1503–1523, Ottawa 1988.
- SOWERBY J.: Mineral Conchology of Great Britain. – 1–6, London (Meredith) 1812–46.
- SPATH, L.F.: On Jurassic ammonites from Jebel Zaghuwan (Tunisia). – *Quart. J. geol. Soc. London*, **69**, 540–580, London 1913.
- SPATH, L.F.: Revision of the Jurassic Cephalopod fauna of Kachh. – *Palaeontogr. Indica N.S.*, **9**, pts. 1–6, 945 p., Kalkutta 1927–33.
- SPATH, L.F.: A catalogue of the ammonites of the Liassic family Liparoceratidae. – *Brit. Mus. Nat. Hist.*, 191 p., London 1938.
- SPERLING, M.: Stratigraphie und Strukturgeologie der westlichen Lienzer Dolomiten (Drauzug, Osttirol). – Dipl. Thesis, Leopold-Franzens-Univ. Innsbruck, 142 p., Innsbruck 1990.
- STUR, D.: Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. – *Jb. Geol. R.-A.*, **7**, 1856/3, 405–459, Wien 1856.
- SUËSS, E.: Über Ammoniten. I. – *Sitzber. k. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 1. Abt., **52** (1865), 71–89, Wien 1866.
- TINTANT, H. GAUTHIER, J. & LACROIX, L.: Les Amaltheidae de Côte d'Or et leur répartition stratigraphique. – *Bull. Sci. Bourgogne*, **20** (1960), 137–161, Dijon 1961.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. – XIV + 766 p., Wien (Deuticke) 1977.
- TRUEMAN, A. E.: The Lias of south Lincolnshire. – *Geol. Mag. Lond.*, **5/5**, 103–111, London 1918.
- VADASZ, M. E.: Die Juraschichten des südlichen Bakony. – *Result. wiss. Erforsch. Balatonsee, pal. Anh.*, **1/1**, 1–89, Budapest 1910.
- WIEDENMAYER, F.: Die Ammoniten des Besazio-Kalks (Pliensbachian, Südtessin). – *Mém. Suis. Paléont.*, **98**, 131 p., Bâle 1977.
- WIEDENMAYER, F.: Die Ammoniten der mediterranen Provinz im Pliensbachian und unteren Toarcian aufgrund neuer Untersuchungen im Generoso-Becken (Lombardische Alpen). – *Mém. Soc. Hélv. Sc. Nat.*, **93**, 197 p., Bâle 1980.
- YOUNG, G.M. & BIRD, J.: A geological survey of the Yorkshire Coast: describing the strata and fossils occurring between the Humber and the Tees, from the German Ocean to the Plain of York. – 336 p., Whitby 1822.
- ZITTEL, K.A. v.: Geologische Beobachtungen aus den Central-Apenninen. – *Geogn. paläont. Beitr.* **2/2**: 91–178, München 1869.
- ZITTEL, K.A. v.: Cephalopoda. – In: ZITTEL, K.A. v.: *Handbuch der Paläontologie*, 1. Abt., **2**, 893 p., München 1884.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. Februar 1991.

Mikrofazies, Paläontologie und Stratigraphie der Lerchkogelkalke (Tithon-Berrias) des Dietrichshorns (Salzburger Land, Nördliche Kalkalpen)

Von ROBERT DARGA & FELIX SCHLAGINTWEIT

Mit 2 Abbildungen, 4 Tabellen und 4 Tafeln

*Salzburg
Nördliche Kalkalpen
Oberjura
Unterkreide
Lerchkogelkalk
Plassenkalk
Mikrofazies
Mikropaläontologie
Paläoökologie
Stratigraphie*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 92

Inhalt

Zusammenfassung	205
Abstract	205
1. Einleitung (R. DARGA & F. SCHLAGINTWEIT)	206
2. Mikrofazies	207
3. Anmerkungen zum Ablagerungsraum (F. SCHLAGINTWEIT)	208
4. Paläontologie	209
4.1. Kalkalgen	209
4.2. Foraminiferen	211
4.3. Hydrozoen	215
5. Stratigraphie	215
Dank	216
Literatur	225

Zusammenfassung

Der Lerchkogelkalk des Dietrichshorns bei Unken im Salzburger Land wurde mikrofaziell, paläontologisch und stratigraphisch untersucht. Die auftretenden MF-Typen ordnen den Lerchkogelkalk einem restriktiven, z.T. brackischen, lagunären Plattformbereich mit Hydrozoen-Biostromen und vereinzelt höherenergetischen Kalksandbarren zu. Fauna und Flora treten oftmals monospezifisch und in großer Densität auf. Die im systematischen Teil beschriebenen Faunen- und Florenelemente erlauben eine Einstufung des Lerchkogelkalks in den Jura-/Kreide-Grenzbereich (Tithon-Berrias). Valangin-typische Mikrofossilien fehlen. Die faziellen und stratigraphischen Unterschiede zum Plassenkalk werden diskutiert.

Mikrofacies, Paleontology and Stratigraphy of the Lerchkogel Limestone (Tithonian-Berriasian) of the Dietrichshorn (Country of Salzburg, Northern Calcareous Alps)

Abstract

The Lerchkogel Limestone of the Dietrichshorn near Unken/Salzburg was investigated with respect to facies, paleontology and stratigraphy. The different facies occurring reveal a restrictive, partly brackish lagoon with hydrozoan biostromes and scattered oolitic shoals. Both, fauna and flora appear often monospecific and in great abundances. Due to the faunal and floral elements described in the systematic part, the Lerchkogel Limestone can be assigned stratigraphically to the Jurassic-Cretaceous boundary (Tithonian-Berriasian). Valanginian-type microfossils are missing. The differences to the Plassen Limestone are discussed.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. ROBERT DARGA, Enzenbergerstraße 26, D-8200 Rosenheim; Dr. FELIX SCHLAGINTWEIT, Denningerstraße 46, D-8000 München 80.

1. Einleitung

Das dieser Arbeit zugrunde liegende Material wurde von einem der Autoren im Rahmen einer Diplomkartierung aufgesammelt (DARGA 1985). Es entstammt dem Dietrichshorn („Dietrichshorn-Deckscholle“; TOLLMANN, 1976b: 312) bei Unken im Salzburger Land, das den nordwestlichen Vorsprung des Hallstätter Schollenkranzes darstellt.

Bei den untersuchten Gesteinen handelt es sich um den Lerchkogelkalk („oolithische Dachsteinkalke des Lerchkogeltypes“), den HAHN (1910) aufgrund lithologischer Kriterien (mergelige Liegendserie mit kohligem Lager und Konglomeraten, kalkige Hangendserie) auschied. HAHN (1910: 339; 1913: 396) vermutete zwar ein jüngerer Alter der Lerchkogelkalke, stellte sie aber dennoch mit Vorbehalt als Schichtglied in „abweichender Entwicklung“ in das Nor. Wie HAHN, betrachtet auch AMPFERER (1927: 217) den Lerchkogelkalk als besondere Ausbildung des Dachsteinkalkes. Da Loferer-Schichten und Lerchkogelkalk „stratigraphisch, faziell und tektonisch einem einzigen Schichtverband“ angehören, faßte FERNECK (1962: 40) beide unter dem Begriff Lärchberg-Schichten zusammen, und stellt sie anhand der von D. HERM bestimmten Mikrofauna in den Jura/Kreide-Grenzbereich (Tithon-Valangin). Wegen der eigenständigen lithologischen und faziellen Entwicklung wird in dieser Arbeit der Begriff Lerchkogelkalk beibehalten.

Der Übergang der liegenden klastischen Loferer-Schichten in den Lerchkogelkalk ist am Dietrichshorn nicht aufgeschlossen. Den Hauptteil des Dietrichshorns bauen hellbraune mikritische Kalke und hellbeige Oolit-

he auf. Letztere sind sporadisch auf den gesamten Bereich verteilt und quantitativ von untergeordneter Bedeutung. Sie verdanken ihre, im Vergleich zu den Mikriten hellere Färbung, der sparitischen Grundmasse. Die Bankung liegt, wenn vorhanden, im Meterbereich. Dieser Tatsache verdankt das Dietrichshorn mit einer Höhe von 1542 m sein klotziges Aussehen. Entgegen der Auffassung von Ferneck (1962: 28) konnten keine Anzeichen für eine Überkipfung nach Westen oder eine Steilstellung der Schichten im Gelände beobachtet werden. Aufgrund der eingemessenen, zugänglichen Schichtflächen stellt sich das Dietrichshorn als eine flach bis mittelsteil nach Westen und am Westrand nach Süden einfallende „Halbmulde“ dar. Die Mächtigkeit des Lerchkogelkalks am Dietrichshorn ist mit grob 200 m anzusetzen.

Schon in der Unterkreide war der Lerchkogelkalk der Erosion ausgesetzt, was Geröllfunde in den Lackbach-Schichten bezeugen (DARGA & WEIDICH, 1986: 107). Weitere Funde von Lerchkogelkalk-Geröllen konnten unlängst auch in den obereozänen Konglomeraten des Eisenrichter Steins bei Hallthurm gemacht werden (DARGA, 1990, 1991).

Dem Lerchkogelkalk faziell ähnliche Gesteine stellen der Plassenkalk „als Riffkalkentwicklung“ (TOLLMANN, 1976a: 364) bzw. „Riff- und backreef-Gesteine“ (HERRMANN, 1990) und der Tressensteinkalk als „Schuttkalk an den Flanken des Seichtwasserbereichs“ dar (op. cit.: 362). Während der Plassenkalk schon mehrfach eine umfassende Bearbeitung erfahren hat (z.B. FENNINGER & HÖTZL, 1965, 1967; STEIGER & WURM, 1980), stehen vergleichbare Untersuchungen über den Lerchkogelkalk bisher aus.

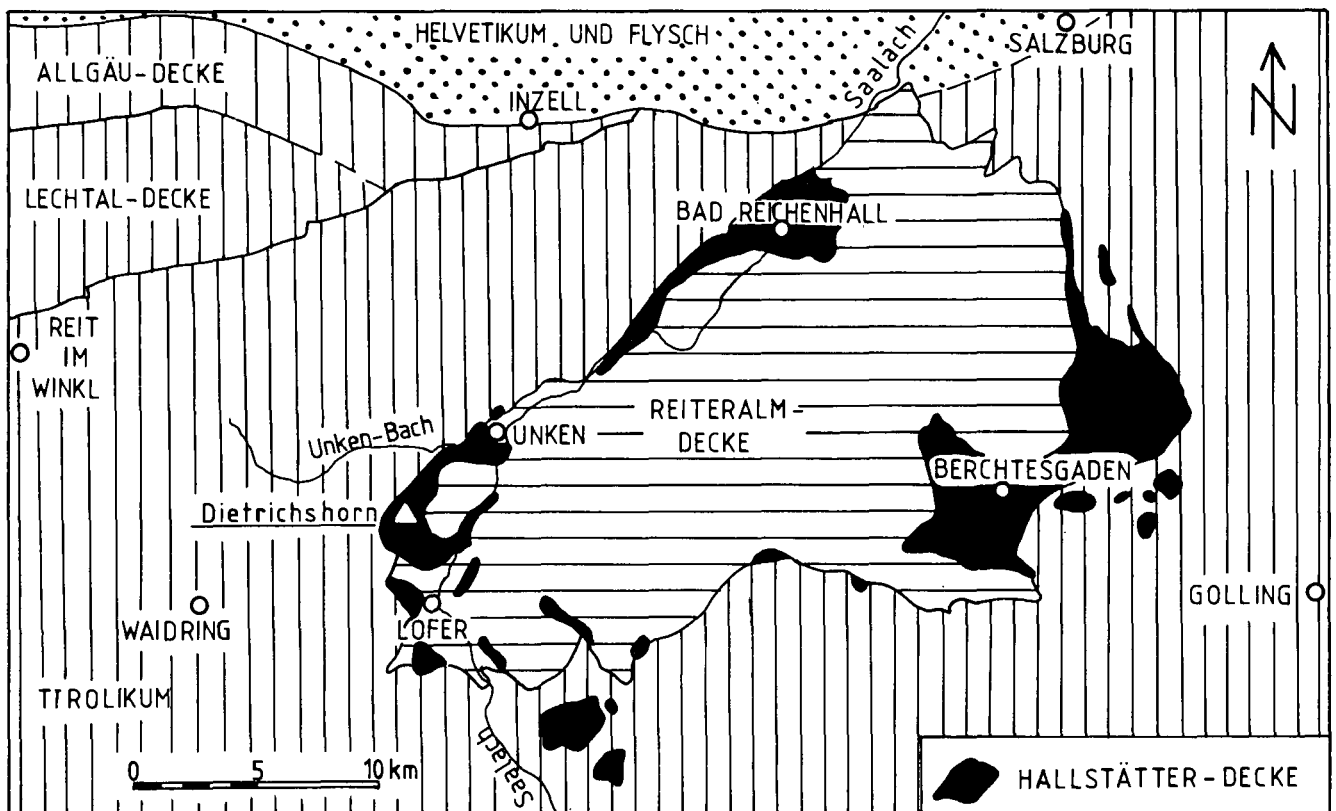


Abb. 1.
Geographisch-tektonische Übersicht der Reiteralm-Decke mit dem Hallstätter Schollenkranz.
Vereinfacht nach FREIMOSER (1972).

2. Mikrofazies

Der megaskopisch relativ einförmig ausgebildete Lerchkogelkalk läßt sich in den untersuchten Dünnschliffen in mehrere Mikrofaziestypen (MF-Typen), die sich aufgrund ihrer Textur und charakteristischer Mikrofaunen- und -flore-Assoziationen auszeichnen, differenzieren. Folgende 6 MF-Typen wurden unterschieden:

- MF-1 Foraminiferen-Kalkalgen-Onkoidkalk (wackestone/floatstone)
- MF-2 Anchispirocyclinen-Kalk (wackestone)
- MF-3 Milleporidien-Kalk (bafflestone)
- MF-4 Clypeinen-Kalk (wackestone)
- MF-5 Valvulinellen-Kalk (wackestone)
- MF-6 Ooidkalk (grainstone)

MF-1 Foraminiferen-Kalkalgen-Onkoidkalk (wackestone/floatstone)

(Taf. 2, Fig. 3)

Diese Fazies zeichnet sich durch eine ausgeprägte Dominanz großer (bis 3,5 cm) Bioklasten von Mollusken und kolonialen Korallen aus. Die kleineren Komponenten stellen Intraklasten und Onkoide (Durchmesser 1–15 mm) mit einem Kern aus randlich stark mikritisiereten Schalenbruchstücken dar. Am Aufbau der Onkoidkrusten sind das Problematikum *Bacinella* RADOICIC, inkrustierende Foraminiferen und *Girvanella* sp. beteiligt; sie entsprechen somit porostromaten Onkoiden sensu

PERYT (1981). Die Matrix ist mikritisch mit einer Siltkomponente; Holz- und Kohlereste treten auf (Taf. 2, Fig. 7). Die Mikroflora ist durch eine Dasycladaceen-Rivulariaceen-Assoziation mit *Zergabriella embergeri* (BOU-ROULLEC & DELOFFRE) GRANIER, „*Macroporella*“ *praturloni* DRAGASTAN, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL), *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN) und *Rivularia atansiu* (DRAGASTAN) gekennzeichnet. Unter den Foraminiferen fallen vor allem die großen mikrosphärischen Gehäuse von *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) auf. Dieser Faziestyp leitet von den Lerchkogelkalken über zu den liegenden, klastischen Loferer Schichten (HAHN, 1910).

MF-2 Anchispirocyclinen-Kalk (wackestone)

(Taf. 2, Fig. 2)

Die mikritische Matrix ist gleichmäßig durchsetzt von kleinstem Biogendetritus in spärlicher Erhaltung der Matrix ein feingesprenkeltes Aussehen verleiht. Pelloide finden sich wolkenartig angereichert. Als bezeichnende Mikrofossilien treten *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) und *Amijiella amiji* (HENSON), seltener auch *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE und *Nautiloculina oolithica* MOHLER auf. Abgesehen von einigen Thallusresten von *Salpingoporella annulata* CAROZZI fehlen Kalkalgen im MF-2.

Unser Schliffbild ist vergleichbar mit dem „calcaire cryptocrystallin un peu argileux à *Anchispirocyclina lusitanica*“ bei RAMALHO (1971: Taf. 10, Fig. 1) aus dem Purbeck von Portugal.

Tabelle 1.
Quantitative Verteilung der Mikrofauna und -flora im Lerchkogelkalk des Dietrichshorns. fraglich (?), selten (x), gemein (xx), häufig (xxx).

Biogene	M F - T y p					
	1	2	3	4	5	6
Foraminiferen						
<i>Nautiloculina oolithica</i>	xx	x	x			x
<i>Mesoendothyra croatica</i>			x	x		
<i>Amijiella amiji</i>	xx	xx	x	x		x
<i>Pseudocyclammina lituus</i>	x	x		?		
<i>Anchispirocyclina lusitanica</i>	xx	xxx		x		
<i>Everticyclammina virguliana</i>	x			x		
<i>Siphovalvulina variabilis</i>				x	x	
<i>Valvulina lugeoni</i>		x		x	xxx	xx
<i>Trocholina elongata</i>						x
<i>Trocholina alpina</i>				x	xx	x
„ <i>Conicospirillina</i> “ <i>basiliensis</i>						x
Kalkalgen						
<i>Macroporella praturloni</i>	xxx					
<i>Salpingoporella annulata</i>	xx	x	?		x	x
„ <i>Salpingoporella</i> “ <i>selli</i>				x	xx	x
<i>Salpingoporella pygmaea</i>	x				x	
<i>Zergabriella embergeri</i>	xx					
<i>Clypeina jurassica</i>			xx	xxx	x	x
<i>Clypeina</i> ? <i>solkani</i>			x		x	x
<i>Rivularia atansiu</i>	xx					
<i>Rivularia lissaviensis</i>	x					
<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i>					x	x

MF-3 Milleporidien-Kalk
(bafflestone)
(Taf. 1, Fig. 2)

Die großen, bis 10 cm langen Skelette von *Milleporidium remesi* STEINMANN sind für diesen MF-Typ faziesbestimmend. Die Hydrozoen sind oftmals von Bohrmuscheln, deren Schale geopetal verfüllt ist, befallen. Von der helleren, mikritischen Grundmasse abhebend finden sich kleine, strukturlose Mikritkörperchen (Größe 0,09–0,15 mm) die als Peloiden anzusprechen sind. Mikrofauna und -flora sind verarmt und nur durch wenige Exemplare der Foraminiferen *Amijiella amiji* (HENSON), *Nautiloculina oolithica* MOHLER und kleinwüchsige Milioliden sowie die Dasycladaceen *Clypeina jurassica* FAVRE und *Clypeina ? solkani* CONRAD & RADOICIC vertreten.

MF-4 Clypeinen-Kalk
(wackestone)
(Taf. 2, Fig. 1)

Der vorliegende MF-Typ zeichnet sich durch das gehäufte Auftreten der Dasycladacee *Clypeina jurassica* FAVRE in einer mikritischen Grundmasse aus. Die Thalli liegen fast immer fragmentarisch in Form isolierter Wirtelbruchstücke vor und sind regellos in der Matrix verteilt. Als akzessorisches Florenelement finden sich Reste von *Salpingoporella annulata* CAROZZI. Foraminiferen sind relativ selten mit *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER), *Amijiella amiji* (HENSON), *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Mesoendothyra croatica* GUSIC und Miliolidae div. spec.

MF-5 Valvulinellen-Kalk
(wackestone)
(Taf. 2, Fig. 4)

Die mikritische Matrix ist erfüllt von, gegenüber der Grundmasse dunkel erscheinenden Peloiden und Plastiklasten ohne Internstruktur. Daneben kommen größere Komponenten vor die fast immer sparitisch erfüllt sind und unregelmäßig geformte Hohlräume aufweisen. Die Ausbildung ihrer Internstrukturen läßt eine Interpretation als Tuberoide zu. Das dem MF-5 namegebende Indexfossil ist die Foraminifere *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE. Hinzu treten *Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE, *Trocholina alpina* LEUPOLD und *Mesoendothyra croatica* GUSIC. Kalkalgen sind durch Salpingoporellen [*S. annulata* CAROZZI, *S. pygmaea* (GÜMBEL), „*S. sellii* (CRESCENTI)], *Clypeina ? solkani* CONRAD & RADOICIC und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) vertreten.

MF-6 Ooidkalk
(grainstone)
(Taf. 2, Fig. 5)

In einer sparitisch zementierten Grundmasse liegen, bei guter Sortierung, Ooide, Grapestones („Ooidbrut“, HAHN 1910: 344) und Biogendetritus. Die mittlere Korngröße liegt bei 0,4 mm, mit vereinzelt Körnern bis zu 2 mm Durchmesser. Der Biogeninhalt ist sehr gering und beschränkt sich i.W. auf Milioliden, *Trocholina alpina* LEUPOLD, *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE, *Conicospirillina basilienis* MOHLER und seltene Dasycladaceenreste von *Clypeina jurassica* FAVRE, *Salpingoporella annulata* CAROZZI und „*Salpingoporella*“ *sellii* (CRESCENTI).

3. Anmerkungen zum Ablagerungsraum der Loferer-Schichten und des Lerchkogelkalks

FERNECK (1962) stellte ein Normalprofil der Loferer-Schichten mit einem wenige Meter mächtigen Basis-konglomerat, gefolgt von sandigen Mergeln mit fein verteilten Kohleschmitzen und Mergelkalken auf. Überlagert wird diese Abfolge von einem kalkigen Komplex, dem Lerchkogelkalk.

Bedeutsam für die Interpretation des Sedimentationsraumes ist das Auftreten der Kalkalge *Zergabriella embergeri* (BOUROLLEC & DELOFFRE) GRANIER und der Foraminifere *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER). *Zergabriella embergeri* wird von früheren Bearbeitern äquivalenter Serien als Anzeiger für Brackwasser in lagunären Küstenbereichen bezeichnet (PEYBERNES, 1972: 231, 1979: „toujours liée à des faciès de salinité anormale“; CONRAD, 1977: 297; WYSSLING, 1986: 180). PEYBERNES (1972) weist ferner auf das häufige gemeinsame Vorkommen von *Z. embergeri* mit Characeenresten hin. Letztere sind in den Loferer-Schichten mit *Clavator reidi* (GROVES) vertreten (FERNECK 1962: 40). Die Art ist typisch für die „Purbeck-Fazies“ des Jura/Kreide-Grenzbereichs in Spanien und Portugal (z.B. RAMALHO, 1971; CANEROT, 1979: tieferes Berrias von Katalonien).

BARTHEL (1968: 59) diskutiert die Vorkommen von *A. lusitanica* (EGGER) im mediterranen Tethysraum und kommt zu der Schlußfolgerung, daß diese in den meisten Fällen einer Transgression folgen, wobei sie die Küstenstriche mit Flachwasserfazies bevorzugt zu haben scheint. Nach BARTHEL repräsentiert *A. lusitanica* (EGGER) daher einen „Indikator für ein Milieu mit Salinitätsschwankungen“. Diese Feststellung wird in dem untersuchten Material durch das gemeinsame Vorkommen mit *Zergabriella embergeri* im MF-Typ 1 belegt. Die Clypeinen-Kalke (MF-4) wurden nach STEIGER (1981: 244) in „kalkschlammreichen, lagunären Becken mit reduzierter Wasserzirkulation auf der Plattform“ abgelagert. Dasselbe Paläoenvironment ist auch für die Milleporidien-Kalke (MF-3), die sich mit den Clypeinenkalken verzahnen, anzunehmen. Die Clypeinen-Fragmente in den Oospariten (MF-6) sind vermutlich allochthon und repräsentieren nicht den ursprünglichen Ablagerungsraum (vgl. FLÜGEL, 1979: 580).

Altersmäßig, faziell und mikropaläontologisch läßt sich der Lerchkogelkalk mit den Neuburger-Bankkalken (Tithon) des süddeutschen Juras (BARTHEL, 1968), der Oerfla-Formation (Berrias) des Helvetikums in Vorarlberg und im Allgäu (WYSSLING, 1986) sowie dem Purbeck des Lusitanischen Beckens in Portugal (RAMALHO, 1971) vergleichen.

Die Neuburger-Bankkalke (oder N.-Folge) wurde von BARTHEL (1968) mikrofaziell und mikropaläontologisch untersucht und als Ablagerung des Gezeitenbereichs bis Supralittorals interpretiert. Die Neuburger-Bankkalke repräsentieren zwar eine regressive Abfolge, sind aber aufgrund der Fauna und Flora mit dem Lerchkogelkalk vergleichbar.

Die Oerfla-Formation besteht aus terrigen-klastischen Mergeln mit Anreicherungen inkohlter Pflanzenreste, biogenen Mergelkalken, Algen-Foraminiferenkalke und Oolithen. Als Ablagerungsraum gibt WYSSLING (1986: 180, 183) einen Gezeitenbereich mit brackischen, dem Küstenbereich vorgelagerten Lagunen (= lagunes littorales saumates, PEYBERNES, 1979), die durch Kalksandbarren abgeschirmt sind, an.

N

S

*Zergabriella embergeri**Macroporella praturloni**Clypeina jurassica*

Süßwasser

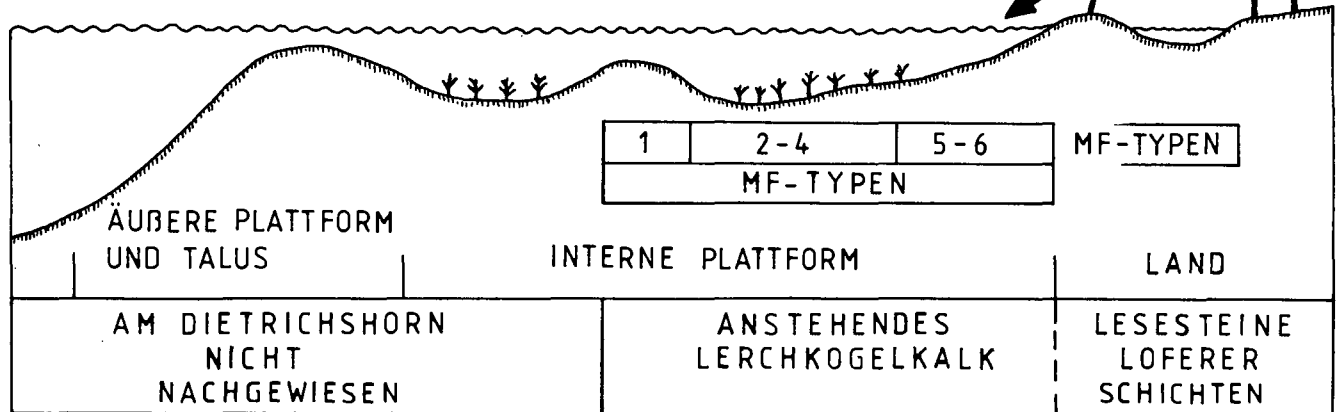


Abb. 2.

Modell einer oberjurassischen Karbonatplattform und Verbreitung ausgewählter Dasycladaceen (modifiziert nach PEYBERNES, 1979) sowie Faziesinterpretation der am Dietrichshorn nachgewiesenen MF-Typen.

TOLLMANN (1976 a: 363) vergleicht den Lerchkogelkalk aufgrund der Lithologie und der Fauna mit dem mikritischen Typus des Plassenkalks. Besonders die in dieser Arbeit ausgeschiedenen Clypeinen-Kalke (MF-4) und Ooidkalke (MF-6) vermitteln in der Tat zu äquivalenten Faziestypen des Plassenkalks (vgl. STEIGER & WURM, 1980). Bei Vorliegen in Geröllform (z.B. in Gosau-Konglomeraten) läßt sich somit bei den genannten MF-Typen nicht entscheiden ob es sich um Plassenkalk oder Lerchkogelkalk handelt.

Die brackisch-marine Randfazies (MF-1-2) ist jedoch aus dem Plassenkalk nicht bekannt. Ebenso wurden die von STEIGER & WURM (1980: 254) beschriebenen riffnahen Schuttkalke im untersuchten Schriffmaterial nicht angetroffen. Nach TOLLMANN (1987) fand die Sedimentation der Plassenkalke und auch des Lerchkogelkalks am Top einzelner Hallstätter Schollen statt, die gravitativ in das Becken der Oberalmer Schichten einglitten („gravitational sliding tectonics“). Der Zerfall der Plattformen und das Sedimentationsende erfolgte durch Absenkung (HERRMANN, 1990: Abb. 5). Aufgrund der faziellen und möglichen stratigraphischen Unterschiede (vgl. Kapitel 5) wird die Hypothese, daß Loferer-Schichten und Lerchkogelkalk eine randmarine Vertretung des Plassenkalks in Folge einer regionalen Transgression im Tithon darstellen, zur Diskussion gestellt.

In dieser Interpretation wird dem Plassenkalk eine landferne Position auf in Schwellen und Becken differenzierten Plattformen zugewiesen. Die Abfolge der klastisch beeinflussten Loferer Schichten hin zu dem kalkigen Lerchkogelkalk ohne terrigene Sedimentzufuhr ist nicht als ein Tieferwerden des Ablagerungsraumes zu interpretieren, sondern vielmehr als eine zunehmende Entfernung von der Küste infolge der voranschreitenden Transgression. Dies erfordert jedoch das Vorhandensein eines relativ flachen Hinterlandes, so daß mit einem geringen Anstieg des Meeresspiegels weite

Festlandsflächen überflutet werden konnten (vgl. DRAGASTAN 1985: 21).

4. Paläontologie

Im paläontologisch-systematischen Teil werden Kalkalgen (4.1.), Foraminiferen (4.2.) und Hydrozoen (4.3) beschrieben. Die Synonymielisten sind mitunter etwas ausführlicher gehalten, da ein Großteil der Arten im Ostalpenraum unbekannt bzw. wenig bekannt ist. Die weiterführende Synonymie ist angegeben.

4.1. Kalkalgen

Die untersuchten Proben sind reich an Dasycladaceen und porostromaten Algen. Mit Ausnahme einiger fraglichen Thallusreste von *Marinella lugeoni* PFENDER fehlen Rhodophyceen im Lerchkogelkalk. Die verwendete Systematik richtet sich nach DELOFFRE (1988) und DRAGASTAN (1985).

Überfamilie: Chlorophyceae
 Familie: Seletonellaceae (KORDE, 1950)
 BASSOULLET et al. 1975
 Tribus: Macroporellinae (PIA, 1920)
 BASSOULLET et al. 1979
 Gattung: *Macroporella* (PIA, 1912)
 BASSOULLET et al. 1979

„*Macroporella*“ *praturloni*

DRAGASTAN, 1971

(Taf. 3, Fig. 2-3)

*1971 „*Macroporella*“ *praturloni* n.sp. – DRAGASTAN: 161, Taf. 1, Fig. 5-6; Taf. 2, Fig. 1-6.

1987 *Macroporella praturloni* DRAGASTAN – BUCUR & OROS: Taf. 6, Abb. 2.

Bemerkung: Charakteristisch im Querschnitt sind die länglich keulenförmigen Poren; Längsschnitte zeigen die alternierende und kugellager-förmige Anordnung der Wirteläste. Die Thallusdimensionen D und d liegen deutlich unter den Angaben von DRAGASTAN (1971), jedoch stimmen die anderen Werte gut mit der Originalbeschreibung überein.

Abmessungen:

Maximale Thalluslänge (L): 3,3 mm
Thallusdurchmesser (D): 0,61–1,0 mm
Stammzellendurchmesser (d): 0,2–0,27 mm
Verhältnis d/D: 30–32 %
Wirtelabstand (h): 0,13–0,14 mm
Anzahl der Poren je Wirtel (w): 20

Familie: Dasycladaceae KÜTZING, 1843

Tribus: Salpingoporellinae

BASSOULLET et al. 1979

Gattung: *Salpingoporella* (PIA, 1918)

CONRAD, 1969

Salpingoporella annulata

CAROZZI, 1953

(Taf. 3, Fig. 4–5)

- *1953 *Salpingoporella annulata* n.sp. – CAROZZI: 382, Fig. 1–55.
1965 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – PATRULIUS: 32, Taf. 1, Fig. 1a–b, 2a–b.
1967 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – FENNINGER & HÖTZL: 13, Taf. 1, Fig. 2, 4.
1969 *Salpingoporella* – SCHAIRER & LUPU: Taf. 12, Fig. 7.
1971 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – RAMALHO: 176, Taf. 30, Fig. 1–3.
1977 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – AZEMA et al.: Taf. 4, Fig. 9.
1986 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – MANTEA & TOMESCU: Taf. 9, Fig. 5–6.
1987 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – BULUNDWE KITONGO: Taf. 6, Fig. 5.
1989 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – DRAGASTAN: 11, Taf. 1, Fig. 7.
1990 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – KUSS: 64, Taf. 18, Abb. 12–15.

Bemerkung: *Salpingoporella annulata* CAROZZI ist neben *Clypeina jurassica* FAVRE die häufigste Kalkalge im Lerchkogelkalk.

In Längsschnitten ist die Art anhand der charakteristischen, leicht zigzag-förmig verlaufenden Thallusannulationen zwischen den einzelnen Wirteln zu diagnostizieren. In Querschnitten ist aufgrund der stark komprimierten Wirteläste die Anzahl der Poren je Wirtel (w) nur schwierig zu bestimmen.

Abmessungen:

L: 0,9 mm
D: 0,42–0,76 mm (Mittel: 0,58 mm)
d: 0,16–0,23 mm (Mittel: 0,21 mm)
d/D: 0,32–0,52
e: 0,14 mm
h: 0,17–0,21 mm

„*Salpingoporella*“ *sellii*

(CRESCENTI, 1959) BASSOULLET et al. 1978

(Taf. 3, Fig. 8–9)

- *1959 *Macroporella sellii* n.sp. – CRESCENTI: 195, Taf. 1.
1967 *Pianella sellii* (CRESCENTI) – FENNINGER & HÖTZL: 11, Taf. 5, Fig. 3.
1968 *Macroporella sellii* CRESCENTI – NIKLER & SOKAC: Taf. 11, Fig. 4.
1978 *Salpingoporella sellii* (CRESCENTI), nov. comb. – BASSOULLET et al.: 249, Taf. 30, Fig. 10–12.
1979 *Macroporella ? sellii* CRESCENTI – CHIOCCINI et al.: Taf. 1, Fig. 10, 14.

Bemerkung: In der Erstbeschreibung wurde die Art von CRESCENTI (1959) zur Gattung *Macroporella* gestellt; BASSOULLET et al. (1978) ordnen sie jedoch der Gattung *Salpingoporella* zu. Die mikritische Wandstruktur, die dünnen, sich kaum nach außen erweiternden und dicht gedrängten Poren sind vollkommen untypische Merkmale der Gattung *Salpingoporella*. Eine Zugehörigkeit zu nicht krustenbildenden Thaumaporellen, die DE CASTRO (1990) in die Nähe der Volvaceae (Grünalgen) stellt, wird zur Diskussion gestellt. Wie im Plassenkalk, ist „*S.* *sellii*“ auf mikritische Faziestypen beschränkt (vgl. FENNINGER & HÖTZL 1967).

Abmessungen:

L: 0,5 mm
D: 0,17–0,25 mm
d: 0,09–0,17 mm
p: 0,01–0,02 mm
w: 23–30

Salpingoporella pygmaea

(GÜMBEL, 1891)

(Taf. 3, Fig. 13)

- *1891 *Gyroporella pygmaea* GÜMB. – GÜMBEL: 306, Fig. 325.
1980 *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL) – STEIGER & WURM: Taf. 26, Fig. 6.
1989 *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL) – DRAGASTAN: 12, Taf. 3, Fig. 7–9.
1991 *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL) – SCHLAGINTWEIT: 48, Taf. 18, Fig. 1–2.

Bemerkung: *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL) ist im Ostalpenraum aus den oberjurassischen Barmsteinkalken (STEIGER, 1981) und Plassenkalken (FENNINGER & HÖTZL, 1967; STEIGER & WURM, 1980) sowie allodapischen Urgonkalken (Ober-Barrême) der Thierseemulde (SCHLAGINTWEIT 1991) bekannt.

Abmessungen:

D: 0,18–0,43 mm
d: 0,17–0,24 mm
e: 0,12–0,16 mm
w: 16–20
h: 0,18–0,21 mm

Tribus: ?

Gattung: *Zergabriella* GRANIER, 1989

Zergabriella embergeri

(BOUROULLEC & DELOFFRE, 1968) GRANIER, 1989

(Taf. 3, Fig. 7, 12)

- *1968 *Macroporella embergeri* n.sp. – BOUROULLEC & DELOFFRE: 225, Textfig. 2, Taf. 4, Fig. 1–10.

- 1971 „Zergatella“ sp. 1 und 2 – RAMALHO: 178, Taf. 31, Fig. 1–6.
 1972 *Macroporella embergeri* BOUROULLEC & DELOFFRE – PEYBERNES: Taf. 2, Fig. 1.
 1986 *Macroporella embergeri* BOUROULLEC & DELOFFRE – WYSSLING: Taf. 2, Fig. 7–8.
 1987 *Macroporella embergeri* BOUROULLEC & DELOFFRE – BUCUR & OROS: Taf. 1, Fig. 2; Taf. 6, Fig. 3.
 1989 *Zergabriella embergeri* (BOUROULLEC & DELOFFRE) emend. nov. comb. – GRANIER: 127, Textfig. 1, Taf. 1–2.

Bemerkung: Die Gattung *Macroporella* umfaßt zylindrische, aspondyle Thalli mit phloiphoren primären Wirtelästen (DELOFFRE, 1988: 170). GRANIER (1989) wies nach, daß sich die Poren von *Macroporella embergeri* BOUROULLEC & DELOFFRE zwei- bis dreimal teilen können (vgl. Taf. 3, Fig. 12), sowie ihre Anordnung regelmäßig (euspondyl) ist und schuf daher die Gattung *Zergabriella*.

Z. embergeri stellt wie *M. praturloni* einen Erstnachweis für die Nördlichen Kalkalpen dar; beide sind in ihrem Vorkommen auf den MF-1 beschränkt.

Abmessungen:

- L: 3,2 mm
 D: 0,9–1,2 mm
 d: 0,2–0,4 mm
 e: 0,4–0,5 mm

Familie: Acetabulariaceae (ENDLICHER)
 HÄUCK, 1885

Tribus: Clypeineae (ELLIOTT, 1968)
 BASSOULLET et al. 1979

Gattung: *Clypeina* (MICHELIN, 1845)
 BASSOULLET et al. 1978.

Clypeina jurassica FAVRE

(Taf. 2, Fig. 1; Taf. 3, Fig. 6)

- 1967 *Clypeina jurassica* FAVRE – FENNINGER & HÖTZL: 9, Taf. 3, Fig. 1,4 (mit Synonymie).
 1971 *Clypeina jurassica* FAVRE – RAMALHO: 177, Taf. 30, Fig. 4–5.
 1980 *Clypeina jurassica* FAVRE – STEIGER & WURM: 264, Taf. 26, Fig. 4.
 1981 *Clypeina jurassica* FAVRE – STEIGER: 244, Taf. 15, Fig. 6.
 1987 *Clypeina jurassica* FAVRE – BULUNDWE KITONGO: Taf. 6, Fig. 1–2.
 1988 *Clypeina jurassica* FAVRE – CHIOCCHINI et al.: Taf. 1, Fig. 15–17.

Bemerkung: *C. jurassica* FAVRE ist die häufigste Kalkalge im Lerchkogelkalk und ist mit Ausnahme der brackisch-marinen Randfazies (MF-1–2) stets präsent. Im Ostalpenraum ist die Art aus dem Plassenkalk (FENNINGER & HÖTZL 1967, STEIGER & WURM, 1980), dem Barmsteinkalk (STEIGER, 1981) und dem Sulzfluhkalk (FLÜGEL, 1979) bekannt.

Clypeina ? solkani

CONRAD & RADOICIC, 1971

(Taf. 3, Fig. 14,15)

- 1965 *Actinoporella* sp. – PATRULIUS: Taf. 1, Fig. 4.
 *1971 *Clypeina ? solkani* n.sp. – CONRAD & RADOICIC: 90, Textfig. 1–3, Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 1–4.
 1978 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – FLÜGEL: Taf. 23, Fig. 2.
 1979 *Salpingoporella* n.sp. ? – CHIOCCHINI et al.: Taf. 1, Fig. 5,7–9.

- 1979 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – FLÜGEL: Taf. 3, Fig. 4.
 1980 *Salpingoporella annulata* CAROZZI – STEIGER & WURM: Taf. 26, Fig. 2.
 1981 *Clypeina ? solkani* CONRAD & RADOICIC – STEIGER: Taf. 20, Fig. 1.
 1988 *Clypeina ? solkani* CONRAD & RADOICIC – CHIOCCHINI et al.: Taf. 2, Abb. 5.

Bemerkung: Aufgrund der voneinander abgesetzten Wirteln (spaced out whorls), die eine Desintegration der Thalli erleichtern, liegen in unserem Material nur einzelne Bruchstücke vor. Die stratigraphische Reichweite wird von PEYBERNES (1979: Abb. 2) mit oberstes Portland bis Valangin angegeben; die Art scheint jedoch noch tiefer in den Oberjura hinunter zu reichen.

Abmessungen:

- D: 0,5–0,7 mm
 d: 0,16–0,21 mm
 w: 8–11

Überfamilie: Porostromata PIA, 1926

Familie: Rivulariaceae RABENHORST, 1865

Gattung: *Rivularia* (ROTH, 1802) AGARDH, 1824

Rivularia atansiu

(DRAGASTAN, 1971)

(Taf. 3, Fig. 11)

- *1971 *Cayeuxia atansiu* n.sp. – DRAGASTAN: 184, Taf. 9, Fig. 4–10.
 1985 *Rivularia atansiu* (DRAGASTAN) – DRAGASTAN: Taf. 12, Fig. 1–4.
 1986 *Cayeuxia atansiu* DRAGASTAN – WYSSLING: Taf. 3, Fig. 6.

Bemerkung: Monodigitate, keulenförmige Thalli mit einer Länge bis max. 6 mm, bei einer Breite von 2,3 mm. Der Röhrendurchmesser beträgt 0,03 bis 0,07 mm. Die stratigraphische Reichweite gibt DRAGASTAN (1985) mit Portland bis unteres Apt an.

Rivularia lissaviensis

(BORNEMANN, 1887) DRAGASTAN, 1985

(Taf. 3, Fig. 10)

- 1985 *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN) – DRAGASTAN: Textfig. 1–2, Taf. 1, Fig. 1–3; Taf. 3, Fig. 1–2; Taf. 4–8.
 1990 *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN) – KUSS: 67, Taf. 19, Fig. 9.
 1991 *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN) – SCHLAGINTWEIT: 51, Taf. 2, Fig. 2.; Taf. 17, Fig. 11.

Bemerkung: Hemisphärische Thalli mit fächerförmig divergierenden Zellröhren, die einen Durchmesser von 0,025 bis 0,045 mm aufweisen. Das Vorkommen von Rivulariaceen ist in dem untersuchten Material auf den MF-Typ 1 beschränkt.

4.2. Foraminiferen

Die supragenerische Einteilung jurassischer und kreatazischer Großforaminiferen (i.W. „Lituolidae“) wird in der Literatur unterschiedlich gehandhabt. Während die Klassifikation von LOEBLICH & TAPPAN (1988) auf der Gehäusewandstruktur und der Morphologie basiert, stellt SEPTFONTAINE (1988) eine phylogenetische Einteilung

lung vor. Viele der im Lerchkogelkalk auftretenden Gattungen (*Everticyclammina*, *Amijiella*, *Pseudocyclammina*, *Anchispiracyclina*) sind bei LOEBLICH & TAPPAN (1988) unter der Überfamilie Loftusiacea BRADY zu finden, während SEPTFONTAINE (1988) sie zu den Lituolacea DE BLAINVILLE stellt. In dieser Arbeit wird bei den Lituolacea der Einteilung von SEPTFONTAINE (1988) gefolgt, alle anderen Foraminiferen werden nach LOEBLICH & TAPPAN (1988) klassifiziert.

Mit der biostratigraphischen Verwertbarkeit jurassischer Benthosforaminiferen beschäftigten sich HOTTINGER (1973), BASSOULLET & FOURCADE (1979) und SEPTFONTAINE (1981).

Ordnung: Foraminiferida EICHWALD, 1830
 Unterordnung: Textulariina
 DELAGE & HEROUARD, 1896
 Überfamilie: Lituolacea DE BLAINVILLE, 1827
 Familie: Nautiloculinidae
 LOEBLICH & TAPPAN, 1985
 Gattung: *Nautiloculina* MOHLER, 1938

Nautiloculina oolithica

MOHLER, 1938

(Taf. 4, Fig. 13)

- *1938 *Nautiloculina oolithica* n.sp. – MOHLER: 19, Textfig. 9, Taf. 4, Fig. 1–3.
- 1969 *Nautiloculina oolithica* MOHLER – GUSIC: Taf. 15, Fig. 1–3.
- 1971 *Nautiloculina oolithica* MOHLER – RAMALHO: 143, Taf. 8, Fig. 12–13.
- 1985 *Nautiloculina oolithica* MOHLER – HÜBNER: 158, Taf. 19, Fig. 3,6.
- 1987 *Nautiloculina oolithica* MOHLER – BULUNDWE KITONGO: 80, Taf. 4, Fig. 3; Taf. 6, Fig. 6.

Bemerkungen: Die involut planspiralen Gehäuse (3–3½ Umgänge) weisen Äquatorialdurchmesser von 0,36 bis 0,6 mm auf; der Achsialdurchmesser liegt bei 0,24 bis 0,33 mm.

Familie: Mesoendothyridae
 VOLOSHINOVA, 1958
 Unterfamilie: Mesoendothyrinae
 VOLOSHINOVA, 1958
 Gattung: *Mesoendothyra* DAIN, 1958

Mesoendothyra croatica

GUSIC, 1969

(Taf. 4, Fig. 11)

- 1968 *Haplophragmium* cf. *suprajurassicum* SCHWAGER – NIKLER & SOKAC: Taf. 9, Fig. 7.
- *1969 *Mesoendothyra croatica* n.sp. – GUSIC: 65, Taf. 11–12.
- 1977 *Mesoendothyra croatica* GUSIC – FURRER & SEPTFONTAINE: 727, Taf. 2, Fig. 4–7.
- 1982 *Mesoendothyra croatica* GUSIC – PELISSIE & PEYBERNES: Taf. 3, Fig. 5–6 (mit Synonymie).
- 1984 *Mesoendothyra croatica* GUSIC – PELISSIE & PEYBERNES: Taf. 2, Fig. 12.
- 1988 *Mesoendothyra croatica* GUSIC – SEPTFONTAINE: Taf. 1, Fig. 1.

Bemerkung: Die Gehäuse (Größe 0,6 bis 1,2 mm) sind unregelmäßig aufgerollt mit einem plan- bis streptospiralen Anfangsstadium und einem entrollten, uniserialen Endteil. Die keriothekale Wandstruktur ist bei den meist umkristallisierten Gehäusen nur selten zu erkennen; die Schliffbilder können dann mit *Lituola* LAMARCK oder *Mayncina* NEUMANN verwechselt werden. Die Mündung ist multipel. *M. croatica* GUSIC ist im Lerchkogelkalk sehr selten, und nur in den MF-Typen 4–5 anzutreffen.

Familie: Hauraniidae SEPTFONTAINE, 1988
 Unterfamilie: Amijiellinae SEPTFONTAINE, 1988
 Gattung: *Amijiella* LOEBLICH & TAPPAN, 1985

Amijiella amiji

(HENSON, 1948)

(Taf. 4, Fig. 9–10,12)

- *1948 *Haurania amiji* n.sp. – HENSON: 12, Taf. 15, Fig. 5–10.
- 1964 *Bramkampella arabica* n. gen., n.sp. – REDMOND: 408, Taf. 1, Fig. 26–29; Taf. 2, Fig. 19–20, Textfig. 2.
- 1967 *Haurania amiji* HENSON – HOTTINGER: 52, Taf. 8, Fig. 1–6,20–21, Textfig. 25.
- 1968 *Haurania amiji* HENSON – NIKLER & SOKAC: Taf. 6, Fig. 6,8.
- 1969 *Haurania amiji* HENSON – GUSIC: 58, Taf. 1, Fig. 1–4; Taf. 2, Fig. 1–2.
- 1976a *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) – TOLLMANN: Fig. 207, 211–212.
- 1981 *Haurania amiji* HENSON – SEPTFONTAINE: Taf. 1, Fig. 1.
- 1985 *Rectocyclammina* sp. – HÜSSNER: Taf. 20, Fig. 5.
- 1986 *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA – MANTEA & TOMESCU: Taf. 7, Fig. 1.
- 1986 *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC, *Ammobaculites* sp. – WYSSLING: Taf. 6, Fig. 10–11.
- 1987 *Rectocyclammina* gr. *chouberti* HOTTINGER – DRAGASTAN et al.: Fig. 7.4.

Bemerkung: Die ursprünglich von HENSON (1948) als *Haurania amiji* beschriebene Art wurde von LOEBLICH & TAPPAN (1985: 101) als Typusart der von ihnen neu aufgestellten Gattung *Amijiella* designiert. Sie unterscheidet sich von dem Genus *Haurania* HENSON durch das Fehlen von Pfeilern (vgl. SEPTFONTAINE, 1988). Wie der Synonymieliste zu entnehmen ist, wurde die Art schon mehrfach mit Vertretern der Genera *Rectocyclammina* HOTTINGER und *Pseudocyclammina* YABE & HANZAWA verwechselt. Erstere besitzt zwar ebenfalls ein uniserial gestrecktes Gehäuse, jedoch nur eine einzige zentrale Kammerpassage. Beide Gattungen besitzen ferner eine labyrinthische Wandstruktur mit sich verzweigenden Alveolen, während *Amijiella* ein kräftig ausgebildetes („hauraniformes“, SEPTFONTAINE, 1980) und mit langen radialen Septulen versehenes, subepidermales Netzwerk besitzt. Eine ausführlichere Beschreibung und Diskussion von *A. amiji* (HENSON) ist in Vorbereitung (SCHLAGINTWEIT, in Druck). Die Reichweite wird von SEPTFONTAINE (1988) mit oberes Sinemur bis Berrrias angegeben. Die Art ist neben *A. lusitanica* (EGGER) die häufigste Foraminifere im Lerchkogelkalk und in allen mikritischen Faziestypen anzutreffen.

Gattung: *Pseudocyclammina*
YABE & HANZAWA, 1926

Pseudocyclammina lituus
(YOKOYAMA, 1890)

(Taf. 4, Fig. 6)

- *1890 *Cyclammina lituus* n.sp. – YOKOYAMA: 26, Taf. 5, Fig. 7.
- 1938 *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) – PFENDER: 232, Taf. 8, Fig. 1–5.
- 1959b *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) – MAYNC: Taf. 1–6 (mit Synonymie).
- 1967 *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) – BARTHEL: 59, Taf. 6, Fig. 22–23.
- 1967 *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) – KAEVER: 201, Textfig. 2, Taf. 22, Fig. 1–5; Taf. 23, Fig. 1–7.
- 1967 *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) – HOTTINGER: 57, Taf. 10, Fig. 11–13, Textfig. 29 a-b.
- 1971 *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) – RAMALHO: 146, Taf. 14, Fig. 5–6.
- 1977 *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) – SEPTFONTAINE: Taf. 2, Fig. 6.
- 1979 *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) – AZEMA et al.: Taf. 2, Fig. 11.
- 1980 *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) – STEIGER & WURM: Taf. 16, Fig. 1.

Bemerkung: Eine detaillierte Beschreibung von *P. lituus* (YOKOYAMA) geben MAYNC (1959), KAEVER (1967) und HOTTINGER (1967). Im Lerchkogelkalk ist *P. lituus* nach eigenen Beobachtungen sehr viel seltener anzutreffen als im Plassenkalk.

Gattung: *Anchispirocyclina*
JORDAN & APPLIN, 1952

Anchispirocyclina lusitanica
(EGGER, 1902)

(Taf. 2, Fig. 2; Taf. 4, Fig. 2–3)

- *1902 *Dicyclina lusitanica* n.sp. – EGGER: 585, Taf. 6, Fig. 3–5.
- 1910 „Hydrocorallinen(?)stöckchen“ – HAHN: 45: Textfig. 4a–b.
- 1959a *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) – MAYNC: 41, Taf. 2–8,

Gattung: *Anchispirocyclina*
JORDAN & APPLIN, 1952

Anchispirocyclina lusitanica
(EGGER, 1902)

(Taf. 2, Fig. 2; Taf. 4, Fig. 2–3)

- *1902 *Dicyclina lusitanica* n.sp. – EGGER: 585, Taf. 6, Fig. 3–5.
- 1910 „Hydrocorallinen(?)stöckchen“ – HAHN: 45: Textfig. 4a–b.
- 1959a *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) – MAYNC: 41, Taf. 2–8, Textfig. 1–3 (mit Synonymie).
- 1967 *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) – BARTHEL: 57, Taf. 5, Fig. 1–7.
- 1967 *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) – HOTTINGER: 74, Taf. 13, Fig. 6–8, Textfig. 37 a-b.
- 1984 *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) – PELISSIE & PEYBERNES: Taf. 2, Fig. 5.

Bemerkung: *A. lusitanica* (EGGER) ist die mit Abstand häufigste Foraminifere im Lerchkogelkalk. HAHN (1910: 45) beschrieb sie irrtümlicherweise als „vielgestaltige Körperchen einer an Hydrozoen erinnernden Struktur“ und bildete sie als „Hydrocorallinen(?)stöckchen“ ab.

Bei der mikrosphärischen Generation (Größe: 1,85–8,9 mm, Mittel: 3,8 mm) überwiegen Gehäuse mit reniformer Aufrollung und oftmals diskoidalem Zusammenschluß der Kammern im adulten Gehäuseabschnitt. Planspirale Gehäuse sind in dem alpinen Material selten und wurden nur bei der makrosphärischen Generation (Größe: 1,19–2,2 mm, Mittel: 1,56 mm) angetroffen. Eine detaillierte Beschreibung der morphologisch sehr variablen Art gibt MAYNC (1959a).

Familie: Everticyclamminidae
SEPTFONTAINE, 1988

Gattung: *Everticyclammina* REDMOND, 1964

Everticyclammina virguliana
(KOECHLIN, 1942)

(Taf. 4, Fig. 5)

- *1942 *Pseudocyclammina virguliana* n.sp. – KOECHLIN: 195, Taf. 6, Fig. 1–7.
- 1967 *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN) – HOTTINGER: 84, Taf. 9, Fig. 10–16, Textfig. 43.
- 1969 *Ammobaculites subcretaceus* CUSHMAN & ALEXANDER – BARTHEL: 60, Taf. 6, Fig. 20–21.
- 1971 *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN) – RAMALHO: 149, Taf. 18, Fig. 1–6, 10.
- 1975 *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN) – BRUN & REY: 20, Textfig. 4, Taf. 1–4.
- 1984 *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN) – PELISSIE & PEYBERNES: Taf. 2, Fig. 3.

Bemerkung: Die vorliegenden Exemplare erreichen Gehäusegrößen bis zu 1,8 mm und agglutinieren groben karbonatischen Detritus, mitunter werden auch Foraminiferengehäuse (z.B. von *Nautiloculina oolithica* MOHLER) in die Wand miteingebaut.

In der Originalbeschreibung der Exemplare aus den Virgula-Mergeln des Schweizer Jura wurde die Art zur Gattung *Pseudocyclammina* gestellt. KOECHLIN (1942: 197) vermerkte zwar das Vorhandensein einer zentralen Kammermündung, wies aber diesem Merkmal keine größere taxonomische Bedeutung zu. Auch REDMOND (1964), der die Gattung *Everticyclammina* schuf, wies auf die unterschiedliche Wandausbildung im Vergleich zu *Pseudocyclammina* hin. MAYNC (1965) stellte aber als wesentliches Unterscheidungsmerkmal die einfach-terminale Mündung von *Everticyclammina* heraus.

Die Gattung *Everticyclammina* REDMOND wurde unlängst von LOEBLICH & TAPPAN (1985) und BANNER & HIGHTON (1990) erneut diskutiert.

Familie: Pfenderinidae
SMOUT & SUDGEN, 1962

Unterfamilie: Pseudopfenderininae
SEPTFONTAINE, 1988

Gattung: *Siphovalvulina* SEPTFONTAINE, 1988

Siphovalvulina variabilis

SEPTFONTAINE, 1988

(Taf. 4, Fig. 14)

- 1969 Verneuilinidae – NIKLER & SOKAC: Taf. 11, Fig. 5.
1977 Verneuilinid? à siphon central – SEPTFONTAINE: Taf. 2, Fig. 9.
1981 „*Siphovalvulina*“ – SEPTFONTAINE: Taf. 2, Fig. 10.
1982 „*Siphovalvulina*“ sp. – PELISSIE & PEYBERNES: Taf. 3, Fig. 15.
1988 *Siphovalvulina variabilis* n.sp. – SEPTFONTAINE: 245 (Holotyp Taf. 2, Fig. 10 bei SEPTFONTAINE, 1980).

Bemerkung: Das Charakteristikum des monospezifischen Taxons ist der zentrale Siphonalkanal. Die stratigraphische Reichweite der morphologisch variablen Art gibt SEPTFONTAINE (1988) mit Hettang bis Unterkreide (?Oberkreide) an. Im Lerchkogelkalk ist *S. variabilis* SEPTFONTAINE auf den MF-5 und 6 beschränkt.

Familie: Valvulinidae BERTHELIN, 1880
Unterfamilie: Valvulininae BERTHELIN, 1880
Gattung: *Valvulina* d'ORBIGNY, 1826

Valvulina lugeoni

SEPTFONTAINE

(Taf. 2, Fig. 4, Taf. 4, Fig. 7–8)

- *1977 *Valvulina lugeoni* n.sp. – SEPTFONTAINE: 612, Textfig. 6, Taf. 2, Fig. 2–5.
1978 *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE – FURRER & SEPTFONTAINE: 723, Taf. 2, Fig. 8–10.
1982 *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE – PELISSIE & PEYBERNES: Taf. 3, Fig. 9.
1984 *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE – PELISSIE & PEYBERNES: Taf. 2, Fig. 13.

Bemerkung: Die bis über 2 mm Länge messenden Gehäuse von *V. lugeoni* SEPTFONTAINE sind häufig im namensgebenden Valvulinellen-Kalk (MF-5) anzutreffen. Eine weitere oberjurassische Art, *Valvulina alpina*, wurde von DRAGASTAN (1989) aus dem Tithon der Karpaten aufgestellt. Da jedoch bei den Abbildungen von DRAGASTAN der für die Valvulinidae typische „valvular tooth“ nicht zu erkennen ist, kann es sich hierbei auch um einen Vertreter der Textulariidae handeln.

Unterordnung: Involutinina

HOHENEGGER & PILLER, 1977

Familie: Involutinidae BÜTSCHLI, 1880

Unterfamilie: Involutininae BÜTSCHLI, 1880

Gattung: *Trocholina* PALZOW, 1922

Trocholina elongata

(LEUPOLD, 1935)

(Taf. 4, Fig. 4)

- *1935 *Coscinoconus elongatus* n.sp. – LEUPOLD in LEUPOLD & BIGLER: 617, Taf. 18, Fig. 12a–14.
1962 *Trocholina elongata* (LEUPOLD) – GUILLAUME: 262, Taf. 5.
1968 *Trocholina elongata* (LEUPOLD) – BARTHEL: 67, Taf. 6, Fig. 1–4.

- 1988 *Trocholina elongata* (LEUPOLD) – ARNAUD-VANNEAU et al. 356, Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 1–8 (mit Synonymie).

Bemerkung: Die langen, zylindrokonischen Gehäuse von *T. elongata* sind, im Gegensatz zu *T. alpina*, extrem selten im Lerchkogelkalk.

Trocholina alpina

(LEUPOLD, 1935)

(Taf. 4, Fig. 1)

- *1935 *Coscinoconus alpinus* n.sp. – LEUPOLD in LEUPOLD & BIGLER: 610, Taf. 18, Abb. 1–8, 9?, 10–11.
1962 *Trocholina alpina* (LEUPOLD) – GUILLAUME: 262, Taf. 5.
1967 „*Coscinoconus*“ *alpinus* LEUPOLD – FENNINGER & HÖTZL: 15, Taf. 4, Abb. 4 (mit Synonymie).
1986 *Trocholina alpina* (LEUPOLD) – WYSSLING: Taf. 6, Abb. 1–2, 4, 8.
1988 *Trocholina alpina* (LEUPOLD) – CHIOCCHINI et al.: Taf. 1, Abb. 7–8.
1988 *Trocholina alpina* (LEUPOLD) – ARNAUD-VANNEAU et al.: 359, Taf. 4, Abb. 1–12 (mit Synonymie).

Bemerkung: Die alpinen Exemplare zeigen sehr gute Übereinstimmungen zu den Literaturangaben.

Tabelle 2.

Abmessungen von *Trocholina alpina* (LEUPOLD) aus dem Lerchkogelkalk im Vergleich zu Literaturangaben.

	GUILLAUME (1962)	ARNAUD-VANNEAU et al. (1988)	Lerchkogelkalk (MF-5–6)
D	0,62–1,3	0,55–1,1	0,57–0,8
H	0,42–1,13	0,42–0,9	0,6–0,8
D/H		0,88–1,44	0,8–1,1
Umgänge	6–8	4–7	5–6
Apikalwinkel		50–105°	

Unterordnung: Spirillina

HOHENEGGER & PILLER, 1975

Familie: Spirillinidae

REUSS & FRITSCH, 1861

Gattung: *Conicospirillina* CUSHMAN, 1927

„*Conicospirillina*“ *basiliensis*

MOHLER

(Taf. 2, Fig. 5)

- *1938 „*Conicospirillina*“ *basiliensis* n.sp. – MOHLER: 27, Taf. 4, Fig. 5.
1968 *Conicospirillina basiliensis* MOHLER – BARTHEL: 65, Taf. 6, Fig. 8.
1969 *Conicospirillina basiliensis* MOHLER – SCHAIRER & LUPU: Taf. 12, Fig. 14.
1971 „*Conicospirillina*“ *basiliensis* MOHLER – RAMALHO: 157, Taf. 21, Fig. 14.
1977 *Conicospirillina basiliensis* MOHLER – SEPTFONTAINE: Taf. 2, Fig. 13.

Bemerkung: Eine gute Beschreibung der Art gibt RAMALHO (1971). Die trochospiralen Gehäuse von „*C.*“ *basiliensis* besitzen eine zwei-schichtige Wandstruktur mit einer mikrogranulären Lage innen und einer hyalinen fibroradiären Schicht außen. Aufgrund dieser zusammengesetzten Wand („paroi composée“) schlägt

SEPTFONTAINE (1978: 5) vor, sie in die Überfamilie der Endothyracea BRADY, 1884 zu stellen. Im Lerchkogelkalk wurde die Art mit wenigen Exemplaren nur im MF-6 (Ooidkalk) angetroffen.

4.3. Hydrozoen

Klasse: Hydrozoa OWEN, 1843
 Ordnung: Hydroidea DANA, 1846
 Familie: Milleporidae YABE & SUGIYAMA, 1935
 Gattung: *Milleporidium* STEINMANN, 1903

Milleporidium remesi
STEINMANN, 1903
 (Taf. 2)

*1903 *Milleporidium remesi* n.gen., n.sp. – STEINMANN: 2, Taf. 1, Fig. 1–8; Taf. 2.
 1961 *Milleporidium remesi* STEINMANN – BACHMAYER & FLÜGEL: 131, Taf. 16, Fig. 3–6; Taf. 17, Fig. 4.

Bemerkung: Eine detaillierte Beschreibung von *M. remesi* geben BACHMAYER & FLÜGEL (1961). Das Vorkommen am Dietrichshorn ist auf wenige Bereiche beschränkt, dort kommen die Coenostea dann allerdings gehäuft vor. In der Nordwand des Dietrichshorn bildet *M. remesi* ein monospezifisches Biostrom von meist 4 m Mächtigkeit und mehr als 120 m Ausstrichlänge (Taf. 1, Fig. 1). Die Coenostea liegen dicht gepackt aufeinander und zeigen an manchen Stellen Einregelung. Die Art ist nach BACHMAYER & FLÜGEL (1961) nur aus dem Tithon von Stramberg/CSFR und von NW-Slowenien bekannt.

5. Stratigraphie

Das Alter des Lerchkogelkalks läßt sich mit den in dieser Arbeit beschriebenen Foraminiferen und Kalkalgen angeben. Viele der auftretenden Arten wie *P. lituus*, *N. oolithica*, *V. lugeoni*, „*C.*“ *basiliensis* oder die Kalkalgen *C. jurassica* und „*S.*“ *selli* sind Durchläuferformen, die bis in das Kimmeridge oder noch weiter zurückreichen. Ein großer Teil der Fauna und Flora ist typisch für den Jura/Kreide-Grenzbereich, ein biostratigraphischer Marker für eine genaue Grenzziehung fehlt jedoch. Mit dem Auftreten von *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), die von FERNECK (1962) bereits aus den basalen Lofererschichten erwähnt wurde, kann das Einsetzen der Sedimentation in das Tithon gelegt werden. Die „zone à *Anchispirocyclina lusitanica*“ entspricht dem Zeitabschnitt Tithon bis basales Berrias (DRAGASTAN et al., 1975; BENEST et al., 1975; AZEMA et al., 1977; LEINFELDER, 1986). Die von AZEMA et al. (1977) und LEINFELDER (1987) ausgeschiedene Zone mit *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN) (Kimmeridge–tieferes Tithon) ist aufgrund der in der Literatur existierenden kontroversen Artauffassung, -abgrenzung und Merkmalsrelevanz (REDMOND, 1964; BRUN & REY, 1975; BANNER & HIGHTON, 1990) nicht nachvollziehbar (vgl. HOTTINGER, 1973: 503).

Die im Plassenkalk häufigen Foraminiferen *Kurnubia palastiniensis* HENSON (Callov–tieferes Tithon), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK (oberstes Oxford–tieferes Tithon), *Neokilianina rahonensis* (FOURY & VINCENT) (Kimmeridge; Angaben nach BASSOULLET & FOURCADE 1979) konnten im Lerchkogelkalk nicht angetroffen werden; ebenso ist das Vorkommen von *A. lusitanica* (EGGER) im Plassenkalk bisher nicht nachgewiesen.

Unter den Kalkalgen sind vor allem *Zergabriella embergeri* (oberstes Tithon–tieferes Valangin nach AZEMA et al., 1979 und CANEROT, 1979) und *Macroporella praturloni* DRAGASTAN (Berrias–tieferes Valangin, CANEROT, 1979) von stratigraphischer Bedeutung.

Tabelle 3.
 Biozonierung des Jura-/Kreide-Grenzbereichs in neritischer Fazies nach verschiedenen Autoren.

	DRAGASTAN et al. (1973)		BENEST et al. (1973)	AZEMA et al. (1977)	SEPTFONTAINE
VALANGIN	Salpingoporella annulata	Feurtillia frequens	Zergabriella embergeri + Feurtillia frequens	Eclusia moutyi	Pseudotextulariella salevensis
	Zergabriella embergeri			Valdanchella miliani	
BERRIAS		„Macroporella“ praturloni Anchispiro. lusitanica	Triploporella neocomiensis	Pseudotextulariella courtionensis	Pseudotextulariella courtionensis
	Protopeneroplis trochangulata			Anchispirocyclina lusitanica	
TITHON	Anchispirocyclina lusitanica	Anchispirocyclina lusitanica	Anchispirocyclina lusitanica		Anchispirocyclina lusitanica
KIMMERIDGE			Everticyclammina virguliana		

FERNECK (1962) gibt das Hinaufreichen des Lerchkogelkalks bis in das Valangin an. Valangin-typische Foraminiferen wie *Pseudotextulariella courtionensis* BRÖNNIMANN, *P. salevensis* CHAROLLAIS, ZANINETTI & BRÖNNIMANN, *Valdanchella milani* (SCHROEDER), *Eclusia moutyi* SEPTFONTAINE und *Feurtillia frequens* MAYNC oder die Kalkalge *Triploporella neo-comiensis* RADOICIC finden aber in der Fossilliste FERNECK's keine Erwähnung und wurden auch in dem von uns untersuchten Material nicht angetroffen. Die genannten Arten dürften aber aufgrund der Fazies im Lerchkogelkalk durchaus zu erwarten sein.

Tabelle 4.
Mikrofauna und -flora des Plassen- und Lerchkogelkalks nach Literaturangaben und eigenen Beobachtungen.
x = vorhanden; ? = Vorkommen fraglich.

	Plassenkalk	Lerchkogelkalk
Foraminiferen		
<i>Labyrinthina mirabilis</i> WEYNSCHENK	x	
<i>Kurnubia palastiniensis</i> HENSON	x	
<i>Protopenoplis striata</i> WEYNSCHENK	x	
<i>Neokilianina rahonensis</i> (FOURY & VINCENT)	x	
<i>Amijiella amiji</i> (HENSON)	x	x
<i>Pseudocyclamina lituus</i> (YOKOYAMA)	x	x
<i>Nautiloculina oolithica</i> MOHLER	x	x
„ <i>Conicospirillina</i> “ <i>basiliensis</i> MOHLER	x	x
<i>Trocholina alpina</i> LEUPOLD	x	x
<i>Valvulina lugeoni</i> SEPTFONTAINE	x	x
<i>Mesoendothyra croatica</i> GUSIC		x
<i>Anchispirocyclina lusitanica</i> (EGGER)		x
<i>Everticyclammina virguliana</i> (KOECHLIN)		x
Kalkalgen		
<i>Neoteutloporella socialis</i> PRATURLON	x	
<i>Actinoporella podolica</i> (ALTH)	x	?
<i>Campbelliella striata</i> (CAROZZI)	x	?
<i>Clypeina jurassica</i> FAVRE	x	x
<i>Clypeina</i> ? <i>solkani</i> CONRAD & RADOICIC	x	x
<i>Salpingoporella annulata</i> CAROZZI	x	x
<i>Salpingoporella pygmaea</i> (GÜMBEL)	x	x
„ <i>Salpingoporella</i> “ <i>sellii</i> (CRESCENTI)	x	x
<i>Rivularia lissaviensis</i> (BORNEMANN)	x	x
<i>Zergabriella embergeri</i> (B. & D.) GRANIER		x
„ <i>Macroporella</i> “ <i>praturloni</i> DRAGASTAN		x
<i>Rivularia antanasiui</i> (DRAGASTAN)		x

Eine direkte Übertragung der in verschiedenen Gebieten aufgestellten Biozonierungen („Coenozonen“) des Jura/Kreide-Grenzbereichs bleibt aufgrund des faziell bedingten, zeitlich unterschiedlichen Auftretens einzelner Arten problematisch. Gegenüber der durchgehenden Flachwassersedimentation während des gesamten Juras im südlichen Apennin, setzt sie in den Nördlichen Kalkalpen erst im Oxford-Kimmeridge mit den Plassenkalken ein (STEIGER & WURM, 1980). Die Anwendung der Coenozonen-Gliederung z.B. des Apennins (vgl. FLÜGEL, 1978: Tab. 35), die auch Massenvorkommen, d.h. Blütezeiten einzelner Arten berücksichtigt, auf den Bereich der Nördlichen Kalkalpen ist daher nicht unproblematisch. So erscheint *Salpingoporella annulata* CAROZZI beispielsweise in den Karpaten erst im Valangin (DRAGASTAN et al., 1975), während sie in Nordafrika bereits ab dem Bathon nachweisbar ist (KUSS 1990). Für den Bereich der Pyrenäen weist PEYBERNES (1979) seine „zone à *Salpingoporella annulata*“ dem Zeitbereich oberes Bathon-oberes Berrias zu. Gerade aber das Vorkommen von *S. annulata* wird von FENNINGER & HÖTZL (1967) und auch STEIGER & WURM (1980) als Indiz für Tithon-Anteile des Plassenkalks herangezogen. Das Alter des Plassenkalks wird übereinstimmend mit Oxford-Tithon angegeben (vgl. auch TOLLMANN, 1976a), ein faunistisch bzw. floristisch abgesicherter Beweis für das Tithon, und damit eine stratigraphische Überlappung mit dem Lerchkogelkalk, fehlt aber bislang. Während Tithon-Berrias-Anteile des Lerchkogelkalks als gesichert gelten können, bleibt das Sedimentationsende ungeklärt. Karbonatische Flachwassersedimentation ist in den Nördlichen Kalkalpen erst wieder ab dem Ober-Barrême (Urgonkalke) belegt (SCHLAGINTWEIT, 1991). Während die Jura-Kreidegrenze in neritischer Faziesausbildung bisher nur vom Lerchkogelkalk bekannt ist, liegt dieselbe in pelagischer Fazies in den Oberalmer-Schichten vor und ist bereits von verschiedenen Bearbeitern nachgewiesen worden (z.B. DOBEN, 1962).

Die tabellarische Gegenüberstellung der Fauna und Flora im Plassenkalk und Lerchkogelkalk dürfte bei einer gründlichen mikropaläontologischen Bearbeitung gerade der höheren Anteile des Plassenkalks noch die eine oder andere Korrektur erbringen. Das Fehlen der Gattungen *Campbelliella* und *Neoteutloporella* im Lerchkogelkalk hat vermutlich fazielle Gründe, da beide offene Plattformbereiche bevorzugen (FLÜGEL, 1979: 580).

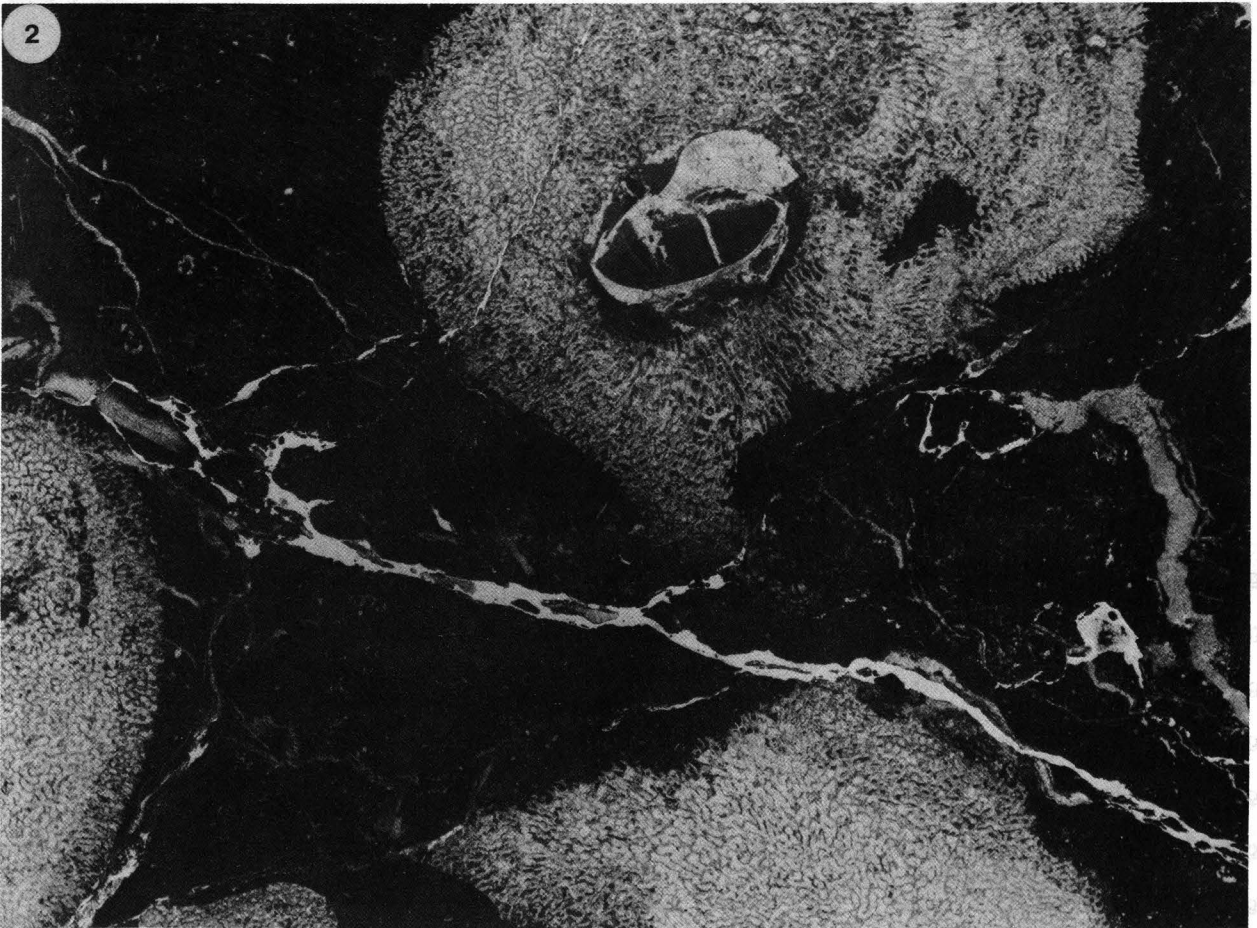
Dank

Die Autoren danken Prof. E. FLÜGEL (Erlangen) für die Bestätigung der Hydrozoenbestimmung sowie Dr. M. SEPTFONTAINE (Lausanne) für die Bestätigung der Bestimmung von *Amijiella amiji* (HENSON).

Tafel 1

Fig. 1: Ostende der Milleporidien-Bank nahe der N-Wand des Dietrichshorns (1450 m ü.N.N.). Aufschlußhöhe 2 m.

Fig. 2: Dünnschliff-Photo des Milleporidien-Kalks (MF-3) mit verschiedenen Schnitten durch *Milleporidium remesi* STEINMANN.
x8.



Tafel 2

- Fig. 1: **Clypeinenkalk (MF-4)** mit verschieden orientierten Wirtelbruchstücken von *Clypeina jurassica* FAVRE.
×28.
- Fig. 2: **Anchispirocyclinenkalk (MF-2)** mit mehreren Exemplaren von *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER).
×28.
- Fig. 3: **Foraminiferen-Kalkalgen-Onkoidkalk (MF-1)**.
×15.
- Fig. 4: **Valvulinellenkalk (MF-5)** mit großwüchsigen Gehäusen von *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE.
×28.
- Fig. 5: **Ooidkalk (MF-6)**.
×28.
- Fig. 6: **Lithocodium-Kruste auf Hydrozoenrest (MF-1)**.
×70.
- Fig. 7: **Holzrest (MF-1)**.
×35.

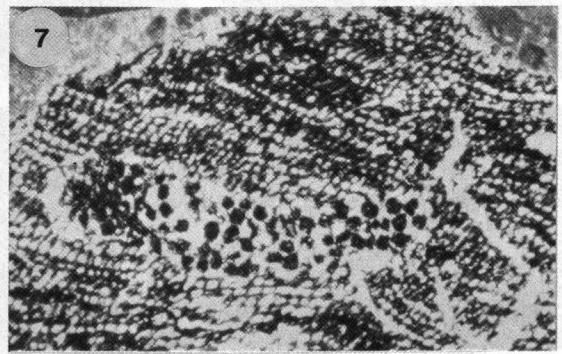
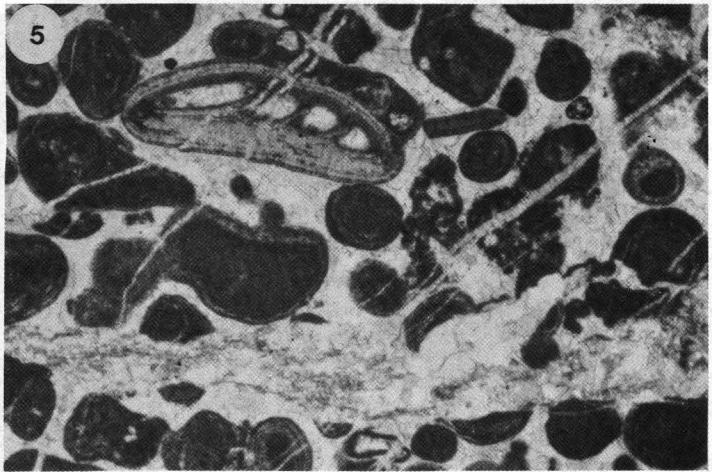
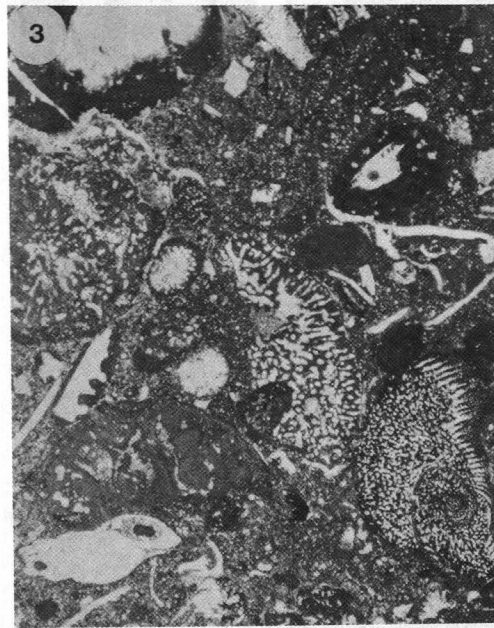
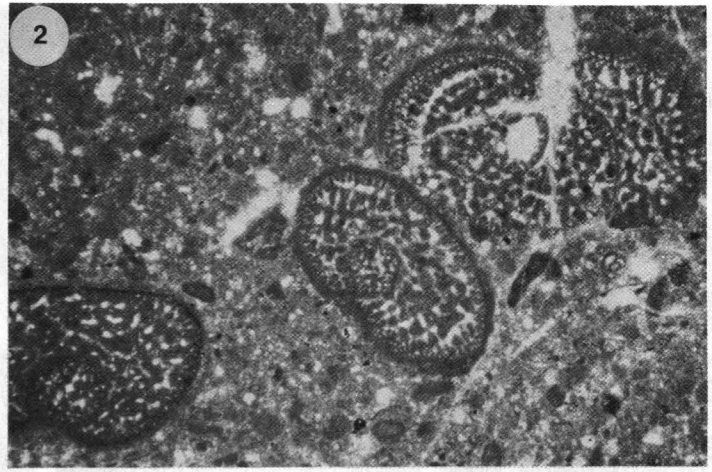
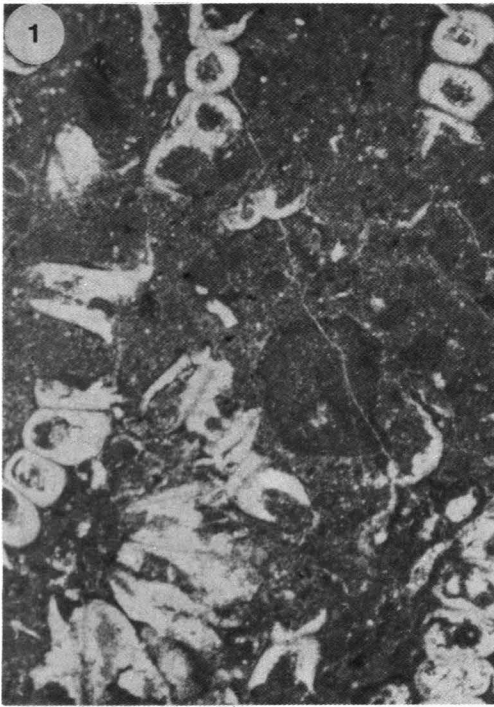


Fig. 18: Verschieden orientierte Brattflücker, x46.
Fig. 19: Kollagen, wasserlöslich, x46.

Tafel 3

Kalkalgen

- Fig. 1: **Koloniales Mikroproblematikum *Koscinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER.**
×120.
- Fig. 2–3: **„*Macroporella*“ *praturloni* DRAGASTAN.**
Fig. 2: Querschnitt.
Fig. 3: Tangentialschnitt.
×50; MF-1.
- Fig. 4–5: ***Salpingoporella annulata* CAROZZI.**
Fig. 4: Längsschnitt; ×45.
Fig. 5: Querschnitt; ×70.
MF-1.
- Fig. 6: ***Clypeina jurassica* FAVRE.**
Leicht schräger Querschnitt; ×50; MF-4.
- Fig. 7,12: ***Zergabriella embergeri* (BOUROULLEC & DELOFFRE) GRANIER.**
×25; MF-1.
Fig. 7: Schräger Längsschnitt.
Fig. 12: Querschnitt.
- Fig. 8–9: **„*Salpingoporella*“ *sellii* (CRESCENTI).**
×62; MF-5.
Fig. 8: Querschnitt.
Fig. 9: Schrägschnitt.
- Fig. 10: ***Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN).**
×27; MF-1.
- Fig. 11: ***Rivularia atanasiui* (DRAGASTAN).**
×27; MF-1.
- Fig. 13: ***Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL).**
Querschnitt; ×65; MF-1.
- Fig. 14–15: ***Clypeina* ? *solkani* CONRAD & RADOICIC.**
MF-3.
Fig. 14: Schräger Wirtelquerschnitt; ×75.
Fig. 15: Verschieden orientierte Bruchstücke; ×45.

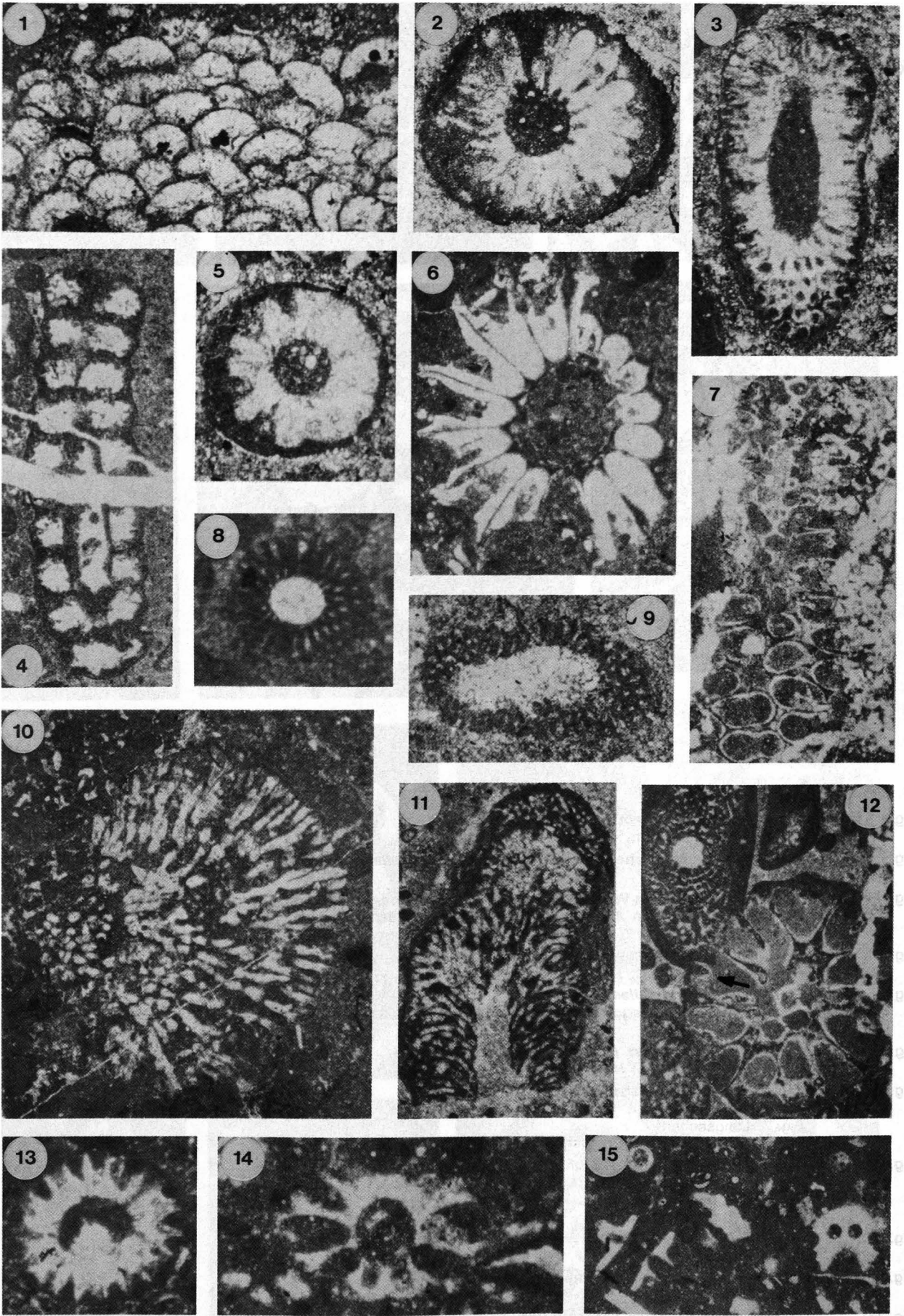
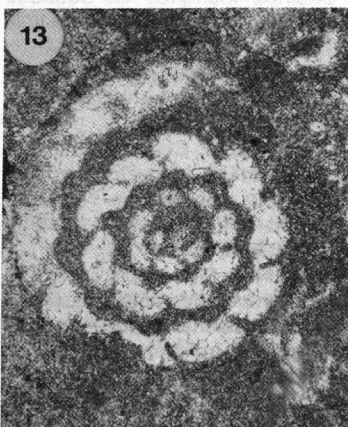
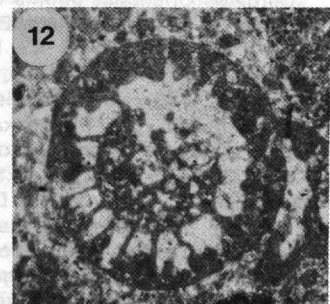
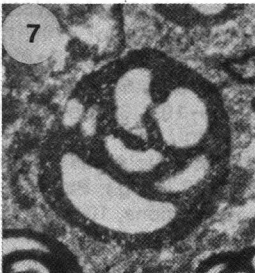
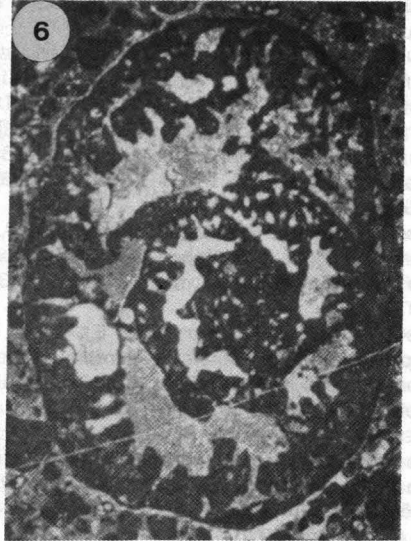
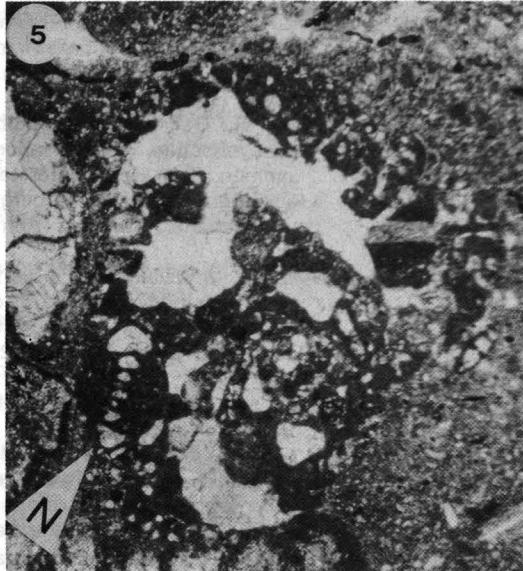
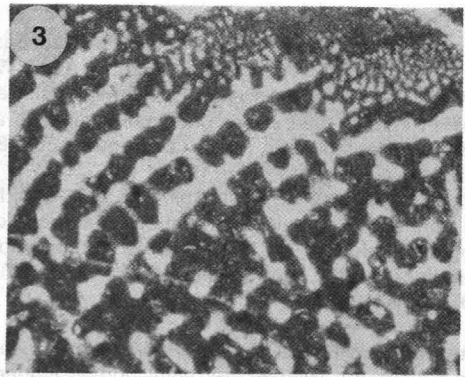
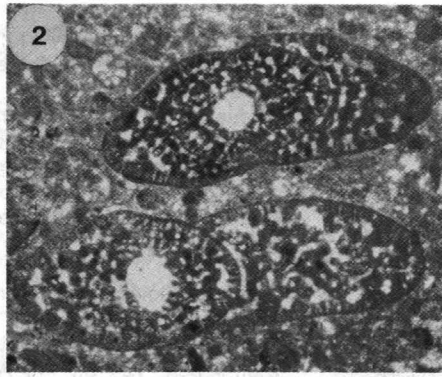


Fig. 1-15. Electron micrographs showing various stages of plant tissue development. Light micrograph (longitudinal section, x80; MI-5).

Tafel 4

Foraminiferen

- Fig. 1: ***Trocholina alpina* (LEUPOLD).**
Schräger Längsschnitt; ×40; MF-6.
- Fig. 2: **Zwei megalosphärische Individuen von *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER).**
×30; MF-2.
- Fig. 3: **Detail des komplexen Wandaufbaus (rechts oben) und der Internstruktur (rechts unten) eines mikrosphärischen Exemplars von *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER).**
×46; MF-1.
- Fig. 4: ***Trocholina elongata* (LEUPOLD).**
Schräger Längsschnitt; ×40.
- Fig. 5: ***Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN).**
Äquatorialschnitt mit agglutiniertem Gehäuse von *Nautiloculina oolithica* MOHLER (N).
×34; MF-1.
- Fig. 6: ***Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA).**
Äquatorialschnitt; ×55; MF-2.
- Fig. 7– 8: ***Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE.**
×38; MF-5.
Fig. 7: Längsschnitt.
Fig. 8: Leicht schräger Querschnitt.
- Fig. 9–10,12: ***Amijiella amiji* (HENSON).**
×38; MF-1 und MF-2.
Fig. 9,10: Längsschnitt.
Fig. 12 : Querschnitt.
- Fig. 11: ***Mesoendothyra croatica* GUSIC.**
Längsschnitt; ×60; MF-5.
- Fig. 13: ***Nautiloculina oolithica* (MOHLER).**
Äquatorialschnitt; ×75; MF-3.
- Fig. 14: ***Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE.**
Leicht schräger Längsschnitt; ×85; MF-5.



Literatur

- AMPFERER, O.: Über den Westrand der Berchtesgadener Dekke. – Jb. Geol. B.-A., **77**, 205–232, 17 Abb., Wien 1927.
- ARNAUD-VANNEAU, A., BOISSEAU, T. & DARSAC, C.: Le genre *Trocholina* PALZOW, 1922 et ses principales espèces au Crétacé. – Rev. Paléobiol., vol. spéc. **2** (Benthos'86), 353–377, 8 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Genf 1988.
- AZEMA, J., CHABRIER, G., FOURCADE, E. & JAFFREZO, M.: Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne. – Rev. Micropaléont., **20/3**, 125–176, 4 Abb., 4 Taf., Paris 1977.
- BACHMAYER, F. & FLÜGEL, E.: Die Hydrozoen aus dem Oberjura von Ernstbrunn (Niederösterreich) und Stramberg (CSR). – Palaeontogr., A, **116**, 122–143, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 15–18, Stuttgart 1961.
- BANNER, F.T. & HIGHTON, J.: On *Everticyclammina* REDMOND (Foraminifera) especially *E. kelleri* (HENSON). – Journ. Micropaleont., **9/1**, 1–14, 1 Abb., 5 Taf., London 1990.
- BARTHEL, K.W.: Die obertithonische, regressive Flachwasser-Phase der Neuburger Folge in Bayern. – Bayr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N.F., **142**, 1–172, 39 Abb., 14 Taf., München 1969.
- BASSOULLET, J.-P., BERNIER, P., CONRAD, M.A., DELOFFRE, R. & JAFFREZO, M.: Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. – Géobios, mém. spéc., **2**, 1–330, 40 Taf., Lyon 1978.
- BASSOULLET, J.-P. & FOURCADE, E.: Essai de synthèse de répartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. – C.R. somm. Soc. géol. Fr., **2**, 69–71, 1 Abb., Paris 1979.
- BENEST, M.C., COIFFAT, P., FOURCADE, E. & JAFFREZO, M.: Essai de détermination de la limite Jurassique-Crétacé par l'étude des microfaciès dans la série de plate-forme du domaine méditerranéen occidental. – Mém. B.R.G.M., **86**, 169–181, 6 Abb., Paris 1975.
- BOUROULLEC, J. & DELOFFRE, R.: Les algues du Néocomien d'Aquitaine. – Bull. Centre Rech. SNPA, **2/2**, 213–261, 3 Abb., 11 Taf., Pau 1968.
- BRUN, L. & REY, J.: Nouvelles observations sur le genre *Everticyclammina* REDMOND, 1964 et sa répartition paléocéologique dans le Crétacé inférieur du Bassin de Estremadura (Portugal). – Rev. Esp. Micropaleont., num. esp. enero, 15–36, 8 Abb., 2 Tab., Madrid 1975.
- BUCUR, I.I. & OEOS, E.: Some microfacial peculiarities of the Lower Cretaceous deposits from Iliida (Resita zone, South Carpathians). – D.S. Inst. Geol. Geofiz., **72-73/3**, 37–52, 4 Abb., 6 Taf., Bukarest 1987.
- BULUNDWE KITONGO, M.K.: Stratigraphie des sofs jurassiques du Prérif interne (Rif, Marocco). – Publ. Dep. Géol. Paléont. Univ. Genève, **4**, Genf 1987.
- CANEROT, J.: Les Algues et leur environnement dans le Malm et le Crétacé inférieur des Chaines Ibériques et Catalane (Espagne). – Bull. Centr. Rech. Explor. – Prod. Elf-Aquitaine, **3/2**, 505–518, 4 Abb., 2 Tab., Pau 1979.
- CAROZZI, A.: Découverte du genre *Salpingoporella* dans le Jurassique supérieur marin du Grand-Salève (Haute-Savoie). – Arch. Sci., **6/6**, 382–386, 55 Abb., Genf 1953.
- CHIOCCHINI, M., MANCINELLI, A. & MARUCCI, C.: Distribution of Foraminifera and algae in the Latium-Abruzzi carbonate platform facies (Central Italy) during Upper Malm–Neocomian. – Revue Paléobiol., vol. spéc., **2** (Benthos'86), 219–227, 3 Abb., 2 Taf., Genf 1988.
- CHIOCCHINI, M., MANCINELLI, A., MOLINARI-PAGANELLI, V. & TILIAZUCCARI, A.: Répartition stratigraphique des algues dasycladales et Codiaccées dans les successions Mésozoïques de plate-forme carbonatée du Lazio Centre Méridional (Italie). – Bull. Centr. Rech. Explor. – Prod. Elf-Aquitaine, **3/2**, 525–535, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Pau 1979.
- CONRAD, M.A.: The Lower Cretaceous Algae in the area surrounding Geneva (Switzerland): Biostratigraphy and depositional environments. – In: Fossil Algae (Ed. E. FLÜGEL), 295–300, Berlin – Heidelberg – New York 1977 (Springer).
- CONRAD, M.A. & RADOICIC, R.: On *Munieria baconica* DEECKE (Characeae) and *Clypeina ? solkani* n.sp. (Dasycladaceae). A case of homeomorphism in calcareous algae. – Arch. Sci., **2**, 87–95, 4 Abb., 2 Taf., Genf 1971.
- CRESCENTI, U.: Sopra una nuova *Macroporella* (Alga calcarea) nel Malm dell'Italia meridionale. – Giorn. Geol., **27**, 195–302, 1 Taf., Bilogna 1959.
- DARGA, R.: Geologische Untersuchung im Ostteil der Unken Mulde auf dem Blatt 8342 Schneizlreuth, unter besonderer Berücksichtigung der Unterkreidesedimente. – Unveröff. Dipl.-Arbeit, 124 S., 119 Abb., 4 Beilagen, Univ. München 1985.
- DARGA, R.: The Eisenrichterstein near Hallthurm, Bavaria: An Upper Eocene Carbonate Ramp (Northern Calcareous Alps). – Facies, **23**, 17–36, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 3–6, Erlangen 1990.
- DARGA, R.: Geologie, Paläontologie und Palökologie der südostbayerischen, unter-riabonen (Ober-Eozän) Riffkalkvorkommen des Eisenrichtersteins bei Hallthurm (Nördliche Kalkalpen) und des Kirchbergs bei Neubeuern (Helvetikum). – Münchener Geowiss. Abh. (A), **23**, München 1991 (in Druck).
- DARGA, R. & WEIDICH, K.F.: Die Lackbach-Schichten, eine klastische Unterkreide-Serie in der Unken Mulde (Nördliche Kalkalpen, Tirolikum). – Mitt. Bayer. Staatsammlung Paläont. hist. Geol., **26**, 93–112, 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., München 1986.
- DE CASTRO, P.: Thaumtoporelle: Conoscenze attuali e approccio all'interpretazione. – Boll. Soc. Paleont. Ital., **29/2**, 179–206, 5 Abb., 11 Taf., Modena 1990.
- DELOFFRE, R.: Nouvelle Taxonomie des Algues Dasycladales. – Bull. Centr. Rech. Explor. – Prod. Elf-Aquitaine, **12/1**, 165–217, 9 Tab., 13 Taf., Pau 1988.
- DOBEN, K.: Paläontologisch-stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Jura/Kreide-Grenze in den Bayerischen Alpen zwischen Inn und Salzach. – Diss. Univ. München, 1–97, 19 Abb., 2 Taf., München 1962.
- DRAGASTAN, O.: New algae in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous in the Bicz Valley East Carpathians (Romania). – Rev. Esp. Micropaleont., **3/2**, 155–192, 3 Abb., 12 Taf., Madrid 1971.
- DRAGASTAN, O.: Review of Tethyan Mesozoic Algae of Romania. – In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (Hrsg.), Paleoalgology: Contemporary research and applications, 101–161, Berlin, Heidelberg 1985 (Springer).
- DRAGASTAN, O.: Calcareous Alga (New and revised), Microproblematiceae and Foraminifera of Jurassic-Lower Cretaceous deposits from the Carpathian Area. – Rev. Esp. Micropal., **21/1**, 5–65, 6 Abb., 21 Taf., Madrid 1989.
- DRAGASTAN, O., MENSINK, H., MERTMANN, D. & WILDE, S.: Küstennahe Sedimentationszyklen im Ober-Jura der westlichen Madero, Nord-Spanien. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **175/3**, 377–398, 12 Abb., Stuttgart 1987.
- DRAGASTAN, O., MUTIU, R., VINOGRADOV, C.: Les zones micropaléontologiques et la limite Jurassique-Crétacé dans les Carpates Orientales (Monts de Haghimas) et dans la plate-forme Moesienne. – Mém. B.R.G.M., **86**, 188–203, 8 Abb., Paris 1975.
- FENNINGER, A. & HÖTZL, H.: Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). – Mitt. Mus. Bergbau Geol. Technik, Landesmus. Joanneum, **27**, 61 S., 4 Abb., 9 Tab., 8 Taf., Graz 1965.
- FENNINGER, A. & HÖTZL, H.: Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Tylokaltäten (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **128/1**, 1–37, 8 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Stuttgart 1967.
- FERNECK, F.A.: Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralm-Gebirges. – Unveröff. Diss.

- TH München, 107 S., 33 Abb., 19 Profile, 1 geol. Karte, München 1962.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchung von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf., Berlin – Heidelberg – New York 1978 (Springer).
- FLÜGEL, E.: Paleocology and Microfacies of Permian, Triassic and Jurassic Algal communities of platform and reef carbonates from the Alps. – Bull. Centr. Rech. Explor. – Prod. Elf-Aquitaine, 3/2, 569–587, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Pau 1979.
- FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. – Geol. Bavar., 66, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 2 Beil., München 1972.
- FURRER, U. & SEPTFONTAINE, M.: Nouvelles données biostratigraphiques (à l'aide des Foraminifères) dans le Dogger à faciès briançonnais des Préalpes médianes Vomandes (Suisse). – Ecl. Geol. Helv., 70/3, 717–737, 2 Abb., 2 Taf., Basel 1977.
- GRANIER, B.: *Zergabriella*, un nouveau genre d'Algue Dasycladale du Portlandien-Valanginien. – Rev. Micropaléont., 32/2, 126–133, 2 Taf., Paris 1989.
- GUILLAUME, S.: Les Trocholines du Crétacé inférieur du Jura. – Rev. Micropaléont., 5/4, 257–276, 4 Abb., 6 Taf., Paris 1962.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit den anstoßenden fränkischen Keupergebiete. – 763 S., zahlr. Abb., 1 Karte, Kassel (T. Fischer) 1891.
- GUSIC, I.: Some new and inadequately known Jurassic Foraminifers from Central Croatia. – Geol. vjesnik, 22, 55–88, 1 Tab., 15 Taf., Zagreb 1969.
- HAHN, F.F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe (Teil 1 und 2). – Jb. Geol. R.-A., 60, 311–420, 20 Abb., Taf., 16–17 (Teil 1), 637–712, 16 Abb., Taf. 23–26 (Teil 2), Wien 1910.
- HAHN, F.F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. II. Teil. – Mitt. Geol. Ges., 24, 374–501, Taf. 14–17, Wien 1913.
- HENSON, F.R.S.: Larger imperforate Foraminifera of south-western Asia. – British Mus. (Nat. Hist.), 127 S., 16 Taf., London 1948.
- HERRMANN, J.: Zur Unterscheidung von Barmsteinkalk und Tressensteinkalk (Oberjura, Nördliche Kalkalpen). – Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, 9/10 (1989), 1349–1357, 5 Abb., Stuttgart 1990.
- HOTTINGER, L.: Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 209, 1–168, 61 Abb., 20 Taf., Rabat 1967.
- HOTTINGER, L.: Larger foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their stratigraphic use. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., LIV/2, 497–504, 1 Taf., Budapest 1973.
- HÜSSNER, H.: Jurassische Karbonate des westlichen Hohen Atlas (Marokko): Mikrofaziesanalyse und plattentektonischer Rahmen. – Facies, 12, 141–218, 17 Abb., Taf. 14–23, Erlangen 1985.
- KAEVER, M.: Unterkretazische Cyclammininae (Foram.) aus dem südlichen Zentral-Afghanistan. – Paläont. Z., 41/3–4, 199–210, 5 Abb., 2 Tab., Taf. 22–24, Stuttgart 1967.
- KOECHLIN, E.: *Pseudocyclammina virguliana* n.sp. aus den Virgula-Mergeln des Berner Jura. – Ecl. Geol. Helv., 35/2, 195–199, 1 Taf., Basel 1942.
- KUSS, J.: Middle Jurassic Calcareous Algae from the Circum-Arabian area. – Facies, 22, 59–86, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 16–21, Erlangen 1990.
- LEINFELDER, R.: Multifactorial control of sedimentation patterns in an ocean marginal basin: the Lusitanian Basin (Portugal) during the Kimmeridgian and Tithonian. – Geol. Rdsch., 76/2, 599–631, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1987.
- LEUPOLD, W. & BIGLER, H.: *Coscinoconus*, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen. – Ecl. geol. Helv., 28/2, 606–624, 1 Taf., Basel 1935.
- LOEBLICH, A.R., Jr. & TAPPAN, H.: Some new and redefined genera and families of agglutinated Foraminifera I. – Journ. Foramin. Res., 15/2, 91–104, 3 Taf., Lawrence 1985.
- LOEBLICH, A.R. Jr. & TAPPAN, H.: Foraminiferal genera and their classification. – 1–970, 2 Bände, 847 Taf., New York 1988.
- MANTEA, G. & TOMESCU, C.: Geological structure of the Central area of the Metaliferi Mountains, Balsa-Ardeu-Cib-Zone. – D.S. Inst. Geol. Geofiz., 70–71/5, 129–148, Bukarest 1986.
- MAYNC, W.: The foraminiferal genera *Spirocyclina* and *Iberina*. – Micropaleont., 5/1, 33–68, 3 Abb., 8 Taf., New York 1959a.
- MAYNC, W.: Biocaractères et analyse morphométrique des espèces Jurassiques du genre *Pseudocyclammina* (Foraminifères) I. *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA. – Rev. Micropaléont., 2/3, 153–172, 2 Abb., 6 Taf., Paris 1959b.
- MAYNC, W.: Some comments on REDMOND's new litoolid foraminifera from Saudi Arabia. – Rev. Micropaléont., 8/1, 37–40, Paris 1965.
- MOHLER, W.: Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation. – Abh. Schweiz. Paläont. Ges., 60, 1–53, 10 Abb., 4 Taf., Basel 1938.
- NIKLER, L. & SOKAC, B.: Biostratigraphy of the Jurassic of Velebit (Croatia). – Geol. vjesnik, 21, 161–174, 1 Abb., 14 Taf., Zagreb 1968.
- PATRULIUS, D.: Inventaire sommaire des algues Néojurassiques et Néocrétacées des Carpates Roumaines et de la plateforme Précarpatique. – Dari Seama ale Sed., LI/2 (1963–1964), 31–42, 4 Taf., Bukarest 1965.
- PELISSIE, T. & PEYBERNES, B.: Etude micropaléontologique du Jurassique Moyen/Supérieur du Causse de Limogne (Quercy). – Rev. Micropaléont., 25/2, 111–132, 12 Abb., 3 Taf., Paris 1982.
- PELISSIE, T. & PEYBERNES, B.: Les grands foraminifères du Jurassique Moyen/Supérieur du Sud-Ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). – Benthos'83, 2nd. Int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau, April 1983), 479–489, 5 Abb., 2 Taf., Pau & Bordeaux 1984.
- PEYBERNES, B.: Biostratigraphie du Néocomien des Corbières et du Pays de Sault (Aude, Pyrénées-Occidentales). – Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse, 109/1–2, 216–233, 4 Abb., 3 Taf., Toulouse 1972.
- PEYBERNES, B.: Les Algues du Jurassique et du Crétacé Inférieur des Pyrénées Franco-Espagnoles. Intérêt biostratigraphique et paléocéologique. – Bull. Centres Rech. Explor. – Prod. Elf-Aquitaine, 3/2, 733–741, 3 Abb., Pau 1979.
- PFENDER, J.: Les Foraminifères du Valanginien Provençal. – Bull. Soc. géol. Fr., ser. 5 (8), 231–242, Taf. 13–14, Paris 1938.
- RAMALHO, M. M.: Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique Supérieur et du Crétacé Inférieur des Environs de Lisbonne (Portugal). – Mem. Serv. Geol. Port., 19, 1–212, 9 Abb., 8 Tab., 39 Taf., Lissabon 1971.
- REDMOND, C. D.: Litoolid foraminifera from the Jurassic and Cretaceous of Saudi Arabia. – Micropaleont., 10/4, 405–414, 2 Abb., 2 Taf., New York 1964.
- SCHAIRER, G. & LUPU, M.: Mikrofazielle Untersuchungen in untertithonischen geschichteten Kalken von Kapfelberg bei Kelheim in Bayern. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 9, 183–199, 8 Abb., Taf. 11–12, München 1969.
- SCHLAGINTWEIT, F.: Allochthone Urgonkalke im Mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Paläogeographie. – Münchener Geowiss. Abh. (A), 20, 120 S., 37 Abb., 6 Tab., 19 Taf., München 1991.
- SCHLAGINTWEIT, F. (im Druck): On the occurrence of *Amijiella amiji* (HENSON) (Foraminifera) in the Tithonian/Berriasian of

- the Lerchkogel Limestone (Northern Calcareous Alps/Austria). – *Rev. Paléobiol.*, **10/2**, Genf 1991.
- SEPTFONTAINE, M.: Niveaux à Foraminifères (Pfenderininae et Valvulininae) dans le Dogger des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France). – *Ecl. geol. Helv.*, **70/2**, 599–625, 7 Abb., 2 Taf., Basel 1977.
- SEPTFONTAINE, M.: Présence d'*Archaeosepta platiensis* WERNLI, 1970 dans le Jurassique briançonnais des Préalpes. Importance stratigraphique, relation avec le microfaciès et la paléogéographie. – *Note Lab. Paléont. Univ. Genève*, **1/2**, 1–5, 1 Abb., 1 Taf., Genf 1978.
- SEPTFONTAINE, M.: Foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque: Détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. – *Rev. Micropaléont.*, **23/3–4**, 169–203, 10 Abb., 3 Taf., Paris 1981.
- SEPTFONTAINE, M.: Vers une classification évolutive des Lituolides (Foraminifères) Jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. – *Revue Paléobiol.*, vol. spéc., **2** (Benthos'86), 229–256, Genf 1988.
- STEIGERT, T.: Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, 56 Abb., Taf. 12–24, Erlangen 1981.
- STEIGERT, T. & WURM, D.: Faziesmuster oberjurassischer Plattformkarbonate (Plassen-Kalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). – *Facies*, **2**, 241–284, 8 Abb., 1 Tab., Taf. 25–30, Erlangen 1980.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976a.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen; Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien 1976b (Deuticke).
- TOLLMANN, A.: Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FAUPL, P. & FLÜGEL, H. (Hrsg.): Geodynamic evolution of the Eastern Alps, 112–125, 6 Abb., Wien 1987 (Deuticke).
- WYSSLING, G.: Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/1**, 161–265, 50 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Wien 1986.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 10. Mai 1991.

Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen)

Von HARALD FRITZ*)

Mit 26 Abbildungen und 2 Tabellen

*Steiermark
Grazer Paläozoikum
Stratigraphie
Silur/Devon
Tektonik
Deckenbau*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 163, 164

Inhalt

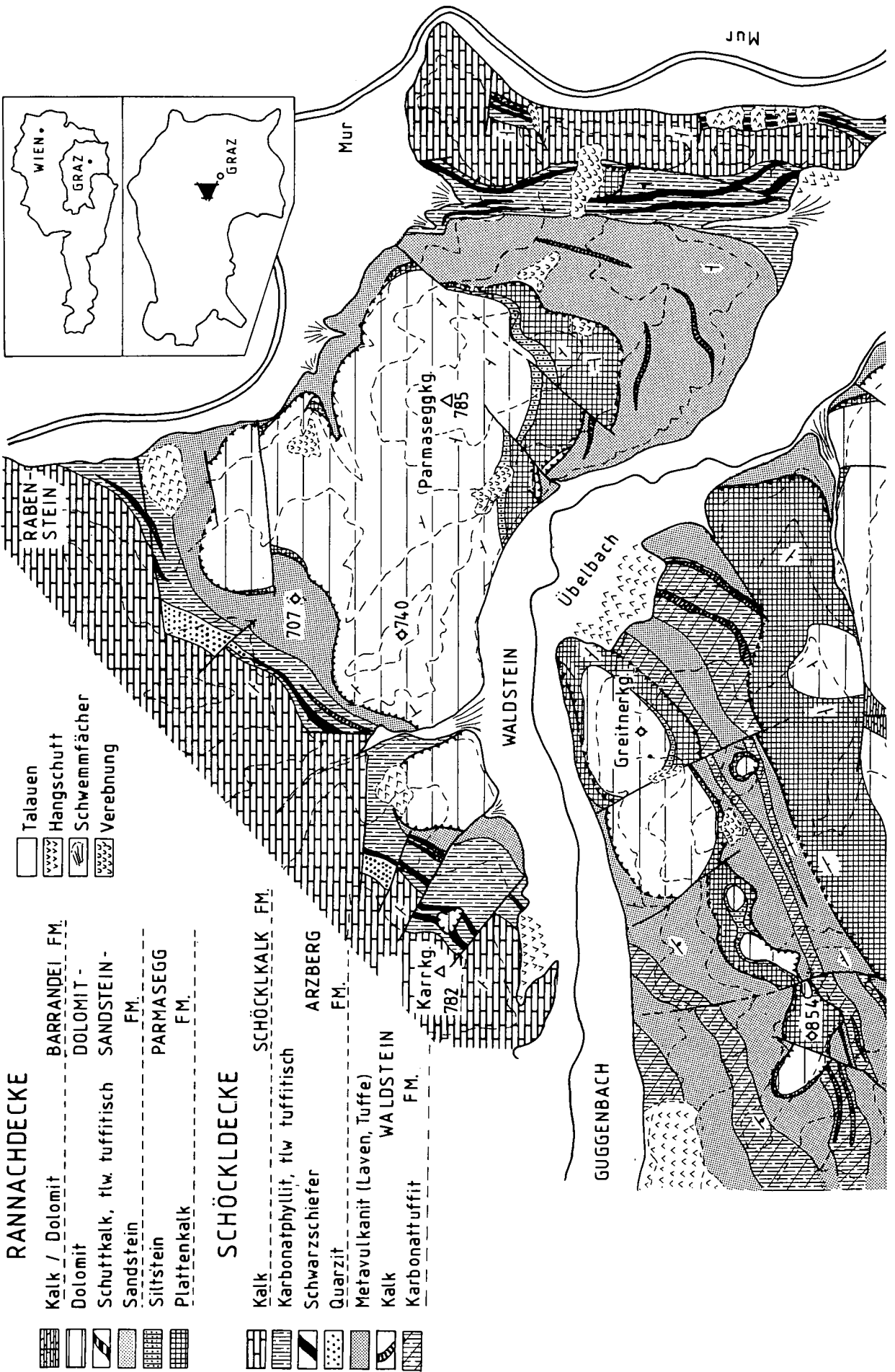
Zusammenfassung	227
Abstract	230
1. Einleitung	230
2. Stratigraphie und Fazies	230
2.1. Rannachgruppe	230
2.1.1. Parmasegg-Formation (Crinoiden-Schichten s.l.)	230
2.1.2. Dolomitsandstein-Formation und Barrandei-Schichten	233
2.1.3. Ablagerungsraum	235
2.2. Schöcklgruppe	235
2.2.1. Waldstein-Formation	235
2.2.2. Arzberg-Formation und Schöcklkalk-Formation	236
2.2.3. Ablagerungsraum	238
2.3. Faziesinterpretation	238
3. Tektonik	239
3.1. Strukturabfolge	239
3.1.1. Penetrative Strukturen	240
3.1.2. Semiduktile Scherzonen	246
3.1.3. Sprödverformung	246
3.2. Deckenbau	247
3.2.1. Der Baustil nördlich des Übelbachtals	247
3.2.2. Der Baustil südlich des Übelbachtals	247
3.3. Interpretation der Strukturabfolge	248
3.4. Interpretation der Profile	249
3.4.1. Profil nördlich des Übelbachtals	249
3.4.2. Profil südlich des Übelbachtals	249
3.5. Deckentransportweiten	250
4. Metamorphose und Alter der Deformationen	251
5. Diskussion	253
Dank	253
Literatur	253

Zusammenfassung

Fazielle Unterschiede in den karbonatisch-klastischen Ablagerungen des nordwestlichen Grazer Paläozoikum spiegeln die unterschiedlichen bathymetrischen und hydraulischen Bedingungen während der Füllung einzelner Becken wieder. Der weitgehend flachmarinen Entwicklung der Rannachgruppe steht im Obersilur/Unterdevon eine tiefere, landfernere Entwicklung der Schöcklgruppe gegenüber. Beiden Ablagerungsräumen gemeinsam ist eine zunehmende Verflachung und Faziesangleichung gegen das Mitteldevon hin. Diese Faziesdifferenzierung wird als Resultat von Schollenverkipungen im Zuge der obersilurisch/unterdevonischen Extension gedeutet.

Die Hauptstrukturprägung erfolgte während der alpidischen Orogenese und führte zu unterkretazischer Deckenstapelung. Die Richtung des tektonischen Transports ist von Ost nach West, in einer zweiten Deformationsphase nach Nordwest bis Nord gerichtet. Diese Kompressionstektonik wird von intra- bis postgosauischer Extensionstektonik abgelöst, die in diesem Raum ihren Ausdruck in Nordost-Südwest streichende Scherzonen findet.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Ass. Dr. HARALD FRITZ, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.



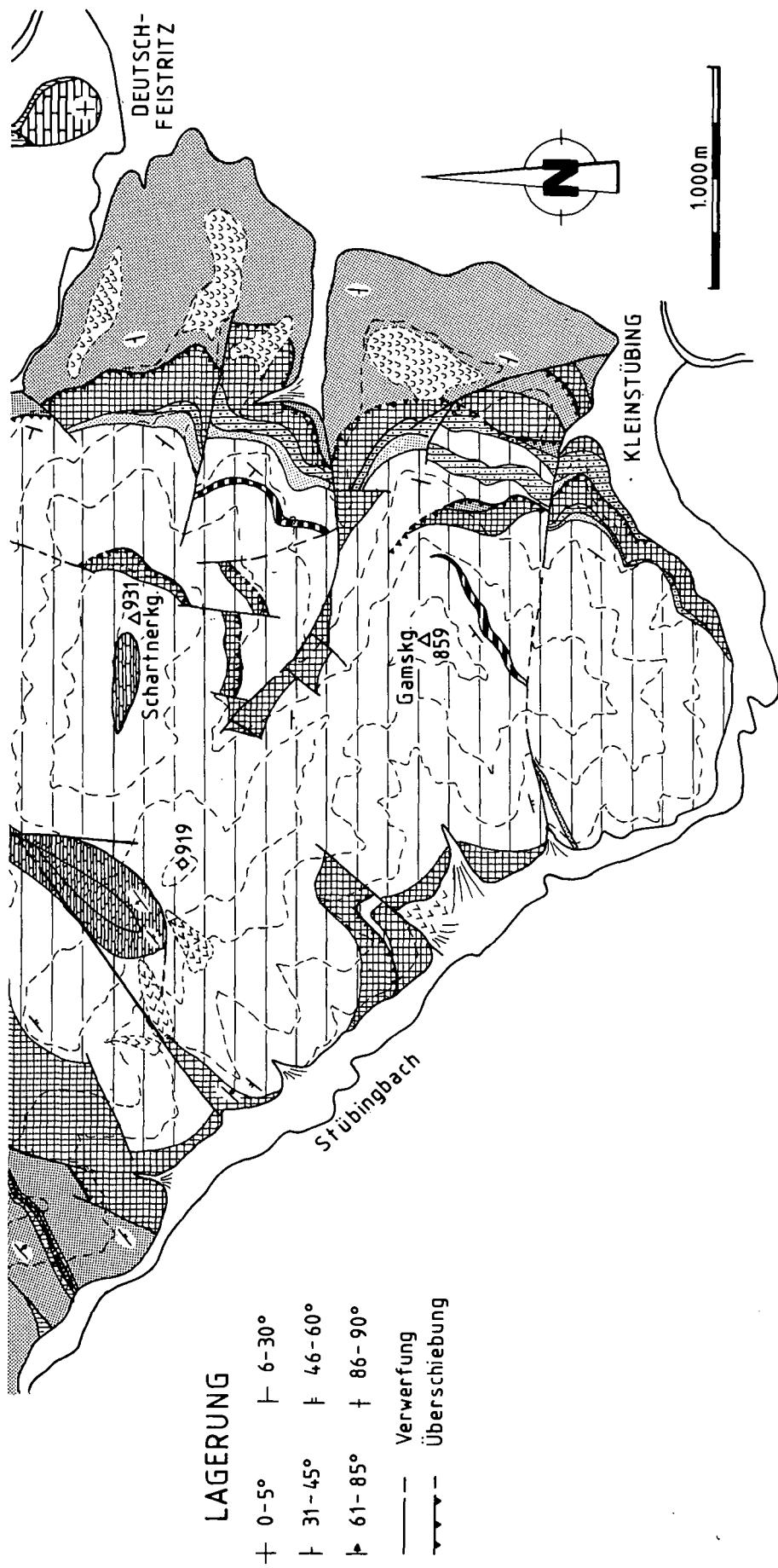


Abb. 1.
Geologische Karte des nordwestlichen Grazer Paläozoikums zwischen Murtal und Stübingtal.

Stratigraphy, Facies and Tectonics in the Northwestern Graz Paleozoic (Eastern Alps)

Abstract

Facies differentiation of Late Silurian to Early Devonian carbonatic-clastic sequences of the northwestern part of the Paleozoic of Graz documents the formation of basins which differ in bathymetric conditions as well as in terrestrial influx. The Rannach group is characterized by shallow marine sedimentation, whereas the Schöckl group exhibits sediments of an anoxic basin of a deeper depositional environment. Facies differentiation is explained by large scale block tilting due to crustal extension.

Pervasive deformation in this area is result of Early Cretaceous thrusting during Alpidic orogeny. Nappe transport is top-to-the West, progressively followed by top-to-the NW to N transport. This compressional regime is followed by overall extension in Late Cretaceous time. Northeast-southwest striking steep shear zones are expressions of this deformational regime in this area.

1. Einleitung

Neubearbeitungen weiter Teile des Grazer Paläozoikums lieferten in den letzten Jahren ein reich differenziertes Bild über die stratigraphischen Verhältnisse, vor allem der devonisch-karbonen Schichtfolgen (als Zusammenfassung siehe FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER (1984)). GOLLNER & ZIER (1985) sowie GOLLNER et al. (1982) konnten zeigen, daß der flachmarinen, teilweise küstennahen Entwicklung der Hochlantschgruppe die pelagische Entwicklung der Laufnitzdorfgruppe gegenüber steht. Am Nordrand des Grazer Paläozoikums sind beide Gruppen miteinander verschuppt. Eine der Hochlantschgruppe ähnliche Entwicklung bildet die Rannachgruppe im zentralen Teil des Grazer Paläozoikums. Über silurischen Vulkaniten (NEUBAUER, 1989; NEUBAUER et al., 1986) bildet sich hier, getrennt durch eine karbonatisch-klastische Entwicklung, ab dem höheren Unterdevon eine Karbonatplattform (FENNINGER & HOLZER, 1978; EBNER, 1978; EBNER et al., 1980). Ist die Rannachgruppe auch lokal mit der Laufnitzdorffolge verschuppt, (NEUBAUER, 1989), so liegt sie doch meist als Decke über einer tieferen Deckengruppe, die als Schöcklgruppe zusammengefaßt wird. Auch in der Schöcklgruppe folgt, ähnlich wie in der Rannachgruppe, über silurischen Metavulkaniten unter Zwischenschaltung von Siliziklastika im Devon eine Karbonatplattform (EBNER & WEBER, 1978; TSCHELAUT, 1985; WEBER, 1990; GSELLMANN, 1988). Diese, von der Rannachgruppe abweichende Fazies bezeichneten FLÜGEL et al. (1952) als Tonschieferfazies.

Basierend auf stratigraphischen und faziellen Überlegungen wurde schon früh das tektonische Konzept eines Falten- und Deckenbaues im Grazer Paläozoikum entwickelt (CLAR, 1935; FLÜGEL, 1961, 1975) und mit detaillierterer Kenntnis der Stratigraphie weiter verfeinert (GOLLNER, 1983; HAFNER, 1983). Daten zur Kinematik des mehrfach deformierten Deckenstapels lieferten in jüngerer Zeit strukturgeologische Bearbeitungen (BROSCH, 1985; TSCHELAUT, 1984; FRITZ, 1986a,b, 1988; FRITZ et al., 1988; AGNOLI, 1987; NEUBAUER, 1991). Diese machen eine W-gerichtete Deckenstapelung gefolgt von N-Transport wahrscheinlich. Geochronologische Untersuchungen sprechen für altalpidisches Alter der Deckenstapelung (FRITZ & KRÁLIK, 1986).

Die der Deckenstapelung folgende Dehnungstektonik im Grazer Paläozoikum und an dessen Rändern beschreibt NEUBAUER (1988, 1989).

In einem Teil dieser Arbeit wird das Hauptaugenmerk auf die karbonatisch-klastischen Schichtfolgen von Rannachgruppe und Schöcklgruppe gelegt. Es soll ge-

zeigt werden, wie es, ausgehend von einer vulkanogenen Entwicklung mit ausgeprägtem Relief im Silur, zur Bildung der Karbonatplattform im Devon kommt. Ein Teil der Ergebnisse ist in einer Übersichtsarbeit bereits vorweggenommen (FRITZ & NEUBAUER, 1988).

Ein zweiter Schwerpunkt soll die strukturgeologische Entwicklung im Grazer Paläozoikum beleuchten. Dabei wird das Hauptaugenmerk auf makroskopische Strukturen gelegt werden, da Ergebnisse aus Strainanalysen und Mikrostrukturen bereits an anderer Stelle publiziert sind (FRITZ, 1988). Sowohl stratigraphisch-fazielle als auch tektonische Überlegungen basieren auf einer Neukartierung im Maßstab 1 : 10.000.

2. Stratigraphie und Fazies

2.1. Rannachgruppe

Gesteine der Rannachgruppe bilden das höchste tektonische Stockwerk im zentralen Grazer Paläozoikum (Rannachdecke). Durch tektonischen Zuschnitt bedingt fehlen im Arbeitsgebiet weitgehend die basalen vulkanoklastischen Schichten von Kehr. Die sedimentäre Entwicklung ist charakterisiert durch abnehmenden vulkanoklastisch-terrigenen Einfluß und zunehmender Karbonatproduktion.

Die basale Schichtfolge in diesem Gebiet wird neu definiert und eine neuer Formationsname, Parmasegg-Formation, vorgeschlagen.

2.1.1. Parmasegg-Formation

Vom Südhang des Parmaseggkogel (Abb. 1) beschreibt FLÜGEL (1960) eine Serie brauner, sandiger Kalke, mergeliger Sandsteine und Crinoidenkalke im Liegenden der Dolomitsandsteinfolge, die er später (FLÜGEL, 1975) als Crinoidenschichten zusammenfaßt. Dieses Profil ist heute verfallen und es erscheint angebracht, nach der Neubearbeitung dieser Schichtfolge an der Typuslokalität und an zahlreichen anderen Lokalitäten den Gesteinsinhalt neu zu definieren. Es wird ein neuer Formationsbegriff (Parmasegg-Formation) vorgeschlagen, der großen Variabilität dieser Formation wird durch Einführung verschiedener Member Rechnung getragen. Die Gesteinsbeschreibung erfolgt anhand zweier Profile (Abb. 2). Lateral und vertikal abweichende Entwicklungen reflektieren Faziesverzahnungen. Dieser Teil der Arbeit ergänzt die Beschreibung von NEUBAUER (1989) aus dem Raum Rötischgraben sowie NEUBAUER (1991) aus dem Raum Kehr.

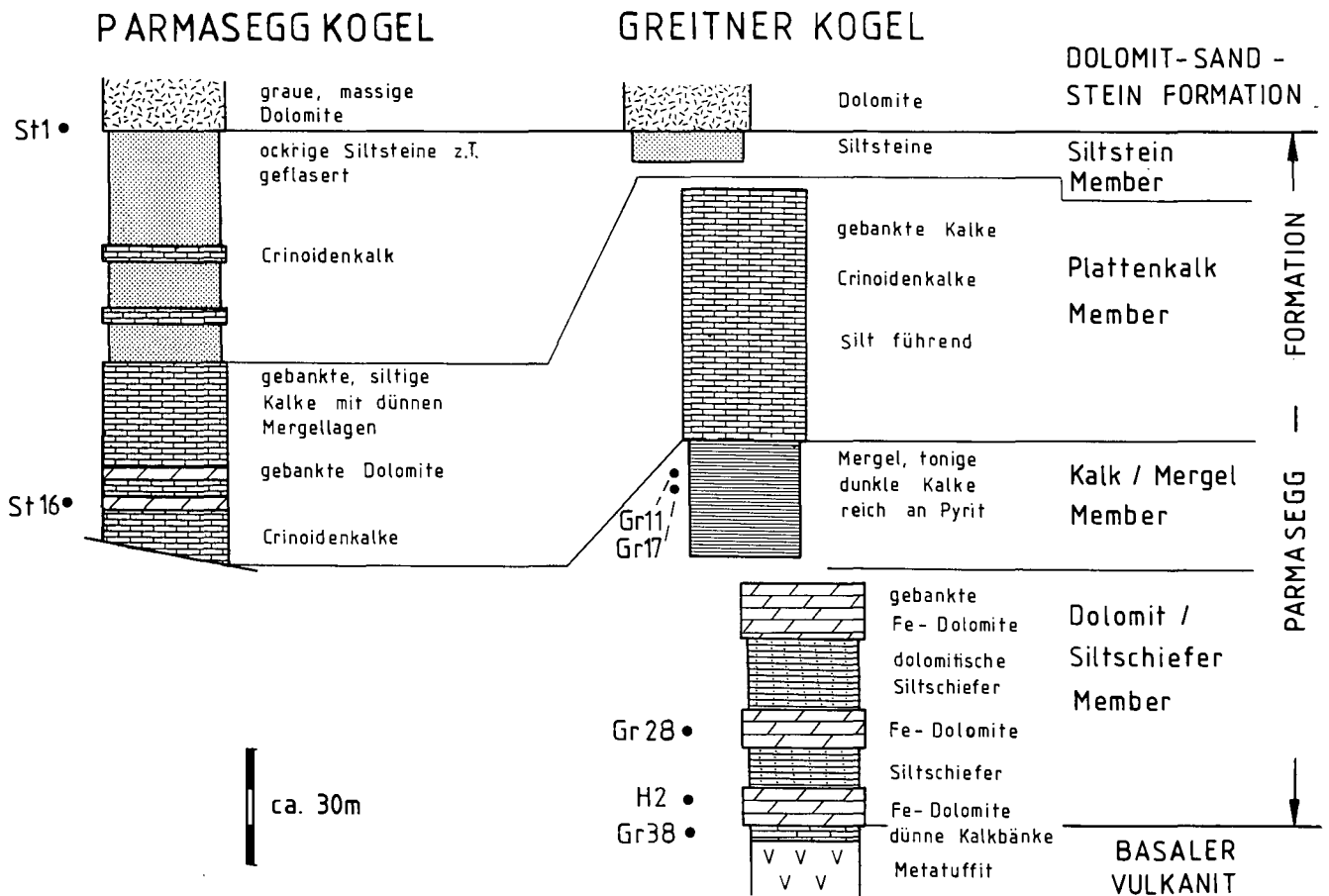


Abb. 2. Säulenprofile durch die Parmasegg-Formation im nordwestlichen Grazer Paläozoikum. Das Profil Parmaseggkogel charakterisiert die hangenden Member, Profil Greitnerkogel die liegenden Member dieser Formation. Die Probenpunkte mit stratigraphisch verwertbaren Conodonten sind am Rand der Profile markiert (vergleiche Tabelle 1).

Tabelle 1. Faunenliste aus den stratigraphisch verwertbaren Conodontenproben. Die Probenpunkte innerhalb der Schöckldecke sind in Abb. 6 eingetragen, die der Rannachdecke in Abb. 2. Die Proben M6 und M8 stammen aus dem Plattenkalkmember der Parmasegg-Formation nordöstlich des Parmaseggkogels.

SCHÖCKLGRUPPE, Waldstein-Formation

	G11	G19	G29
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Pa)	●	●	●
<i>Kockelella variabilis</i> (Pa)			●
<i>Kockelella variabilis</i> (Sa)			●
Einzahnconodonten			●
Indet	●	●	●

RANNACHGRUPPE

	Gr38	H2	Gr28	Gr17	Gr11	M6	M8	St16	St1
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Pa)	●			●	●		●		●
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Pb)	●						●		
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (M)	●					●			
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Sa)	●								
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Sb)	●						●		
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Sc)	●			●		●			●
<i>Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis</i> (Pa)			●						
<i>Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis</i> (Pb)			●						
<i>Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis</i> (Sa)			●						
<i>Ozarkodina remscheidensis ssp.</i> (Pa)	●	●						●	●
<i>Ozarkodina remscheidensis ssp.</i> (Pb)	●	●							
<i>Ozarkodina remscheidensis ssp.</i> (Sa)	●								
<i>Ozarkodina inclinata wurmi</i> *) (Pa)									●
<i>Pandorinellina steinhornensis ssp.</i> (Pa)		●				●		●	●
Einzahnconodonten	●					●		●	●
Indet.	●	●	●	●	●	●		●	●

*) *Ozarkodina inclinata wurmi* entspricht dem Formelement *Spathognathodus inclinatus wurmi* in der Multielement-Taxonomie.

Dolomit-Siltschiefer-Member

In eine Serie von basalen Serizit-Chloritphylliten mit feinschichtigem Wechsel von feldspatreichen und phyllosilikatreichen Lagen (primär Aschentuffe) sind im Hangenden cm-mächtige Kalke eingeschaltet. Die Phyllite sind an ihrer Basis tektonisch begrenzt, ihre Mindestmächtigkeit beträgt 50 m. Im Hangenden folgen m-gebankte, Fe-reiche Dolomite und zwischengeschaltet dolomitisch zementierte Siltschiefer (Abb. 2). Der hangende, karbonatische Anteil dieses Members hat eine Mächtigkeit von mindestens 20 m.

Die basalen Kalke und Dolomite dieses Members lieferten Conodonten, die obersilurisches Alter für diese Schichten sehr wahrscheinlich machen (Tab. 1). Zwar lieferten die basalen, dünnplattigen Kalkbänke innerhalb der Grünschiefer (Probe Gr38, Abb. 2, Tab. 1) nur die langlebige Form (Obersilur–Unterdevon, ZIEGLER, 1981) *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL, 1933), die Proben im Hangenden dieser Kalke (H2, Gr28; Abb. 2, Tab. 1) ermöglichen aber durch *Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis* (WALLISER, 1964) eine Einstufung ins Obersilur (ZIEGLER, 1981).

Karbonat-Mergel-Member

Aus schwarzen sulfidreichen (Pyrit) Tonschiefern an der Basis entwickelt sich gegen das Hangende eine Karbonat-Mergelfolge (Abb. 2). Diese zeichnet sich durch den regelmäßigen Wechsel von dm-mächtigen, rückstandsarmen (<10 % salzsäureunlöslicher Rückstand) Kalken und Dolomiten mit dunklen Mergeln (≈40–50 % unlöslicher Rückstand) aus. Gegen das Hangende zu nimmt die Korngröße innerhalb der klastisch dominierten Lagen zu, es kommt zur Einschaltung von Siltbänken. Sedimentstrukturen sind spärlich. In klastischen Lagen tritt Parallellamination auf. Periodisch ab- und anschwellende Bankmächtigkeiten sowie flache, kuppelförmige Schichtungsphänomene könnten als „hummocky cross stratification“ (DOTT & BOURGEOIS, 1982) gedeutet werden.

Dolomit-Siltschiefer-Member und Karbonat-Mergel-Member sind am besten am Nordfuß des Greitnerkogels, entlang einer Forststraße die knapp südlich des Autobahnrastplatzes „Übelbach“ südlich der Ortschaft Waldstein endet, aufgeschlossen.

Plattenkalk-Member

Während die beiden oben beschriebenen Member nur lokale Verbreitung finden, baut das Plattenkalk-Member mit einer Mächtigkeit von 30–100 m die Hauptmasse der Parmasegg-Formation in diesem Raum auf (Abb. 1,2). Es sind cm–dm-gebankte plattig brechende Kalke mit tonigen, teilweise siltigen Einschaltungen (Abb. 3). Untergeordnet kommen Dolomitbänke vor, vereinzelt auch Tuffite. Häufig auftretende Schuttkalke bestehen zumeist aus disartikulierten Echinodermenstielgliedern, Korallenresten und Lithoklasten. Die Schuttkalke zeigen Rinnengeometrie oder bilden die-basalen Lagen von Dolomitbänken. An bankungsinternen Strukturen sind strömungsbedingte Regelung von Crinoidenstielgliedern sowie normale Gradierung beobachtbar. Normale Gradierung mit basaler Anreicherung von Quarz und Plagioklas ist in den zwischengeschalteten Siltschiefern ausgebildet.

Dieses Member entspricht etwa der Bankkalk-Mergel Wechselfolge wie sie NEUBAUER (1989) aus dem Rötischgraben beschreibt.

Siltstein-Member

Diese Entwicklung tritt im besprochenen Gebiet in geringer Mächtigkeit auf (0–30 m) und dürfte seine Hauptverbreitung im südlichen Grazer Paläozoikum haben (POLTNIG, 1984). Es sind überwiegend geflaserte und feinschichtige Siltsteine, Grobsilt bis Feinsandlagen wechseln mit Tonlagen im mm- Bereich. Spurenfossilien sind häufig, vereinzelt sind Fluchtspuren der bodenlebenden Organismen erhalten. Echinodermatenschuttkalke treten nur sporadisch in diesem Member auf. Der Gesteinsinhalt entspricht dem Siltstein-Member von NEUBAUER (1989).

Das hier beschriebene Profil durch Plattenkalk-Member und Siltstein-Member liegt am Südosthang des Parmaseggkogels (Abb. 1).

Alterseinstufung

Trotz spärlicher Altersdaten kann der stratigraphische Umfang der Parmasegg-Formation in diesem Gebiet recht gut abgegrenzt werden (Tab. 1). In den basalen Dolomiten des Dolomit-Siltschiefer-Members konnte durch *Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis* (WALLISER, 1964) Obersilur (eosteinhornensis Zone) nachge-

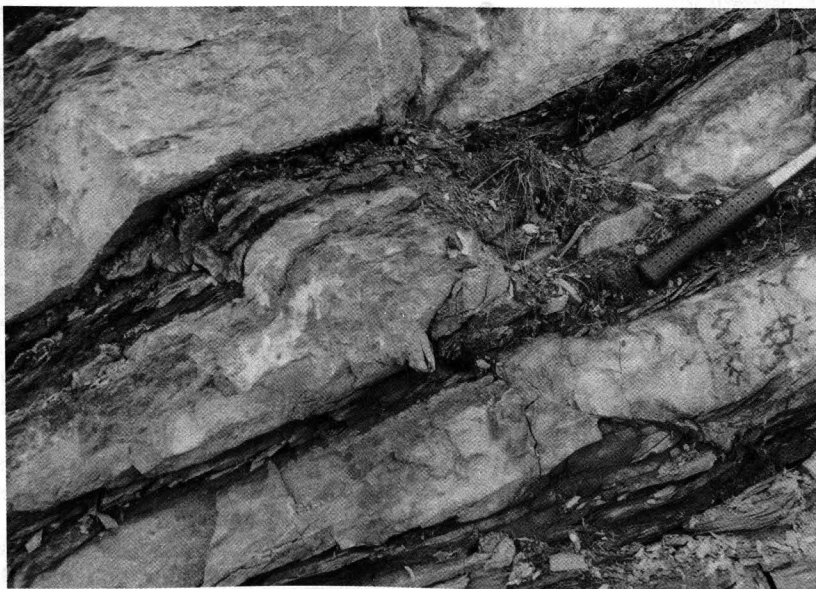


Abb. 3.
Charakteristisch für das Plattenkalk-Member der Parmasegg-Formation ist die Wechsellagerung von dm-gebankten, häufig echinodermatenführenden Kalken mit siltig-tonigen Schieferlagen.
Aufschluß am Südfuß des Greitnerkogels.

wiesen werden (ZIEGLER, 1981). Die erste Dolomitbank der Dolomitsandsteinfohle im Profil Parmaseggkogel (Abb. 2) lieferte mit *Spathognathodus inclinatus wurmi* (BISCHOFF & SANNEMANN, 1958) Conodonten, die nach (SCHULZE, 1968) oberes Siegen bis oberes Ems wahrscheinlich machen. *Spathognathodus inclinatus wurmi* entspricht nach der Multielement-Taxonomie dem Formelement *Ozarkodina inclinata wurmi* (Pa).

2.1.2. Dolomitsandstein-Formation und Barrandai-Schichten

Dolomitsandstein-Formation

Weitgehend einheitlich entwickelt ist die, von FENNINGER & HOLZER (1978) als lagunäre Fazies beschriebene Dolomitsandstein-Formation. Ausnahmen bilden das basale Quarzarenit-Member (HERITSCH, 1917, 1927) mit dolomitisch zementierten Sandsteinen, das nur im Bereich Schartnerkogel (Abb. 1, Abb. 4) entwickelt ist, und eine Kalk-Tuff-Schichtfolge (Kalk-Member) innerhalb der massigen Dolomite (Abb. 4, Abb. 5a,b,c).

Kalk-Member

Am Westabfall des Gams- und Schartnerkogel (Abb. 1) ist dieses, etwa 5 m mächtige Member entlang zweier Forststraßen aufgeschlossen. Es sind dm-gebankte Kalke mit mergeligen Zwischenlagen. Die Bankgeometrie und Internstruktur der Kalke und Mergel weisen auf hohe Strömungsenergie hin. Schuttkalke zeigen Rinnegeometrie und andeutungsweise Schrägschichtungsstrukturen. Zerbrochene Biogenreste bilden die basalen Lagen der Kalkarenite (Abb. 5a), Siltlagen sind gradiert und bilden die basalen Anteile innerhalb der Kalkbänke (Abb. 5b), Feinklastika zeigen Parallellami-

nation. Die Strukturen ähneln denen des Plattenkalk-Member der Parmasegg-Formation.

Ein wenige Dezimeter mächtiger, rot-grün gebänderter Aschentuff mit einzelnen Lapilli (Abb. 5c) ist den Kalken zwischengeschaltet und der einzige Hinweis für vulkanische Tätigkeit innerhalb der Dolomitsandstein-Formation in diesem Areal. Aus den Einschlagsspuren größerer Lavafetzen (Abb. 5c) läßt sich fallweise die Flugrichtung und somit die ungefähre Lage des Ausbruchszentrums ballistisch bestimmen. Bezogen auf die heutigen geographischen Koordinaten muß das Eruptionszentrum im Süden des Arbeitsgebietes gelegen haben.

Die hellen, massigen Dolomite der Dolomitsandstein-Formation entwickeln sich in den Hangendbereichen zu dunklen, gebankten Dolomiten. Diese leiten zu den Barrandai-Schichten über, die in den Gipfelbereichen des Schartnerkogels und Niesenbächerkogels, etwa 1000 m westlich des Schartnerkogel, (Abb. 1) aufgeschlossen sind.

Barrandai-Schichten

Einerseits weisen Algenlaminite (Stromatolithen) und pelletoidführende, mikrosparitische, teilweise bioturbat verwühlte Kalke auf ruhigen Ablagerungsraum hin (Abb. 5d). Andererseits sind syndesimentäre Breckzien aus schlecht sortierten Intraklasen (Abb. 5e), allseitige Algenumkrustung von Biogenen und Floatstones (Abb. 5f) Indikatoren für hohe Wasserenergie. Charakteristisch ist weiters fleckige bis buchtige Dolomitisierung der Kalkbänke.

Eine aktuelle Bearbeitung der Barrandai-Schichten erfolgte durch HUBMANN (1990a,b). Er gibt für dieses Schichtglied flachmarinen, lagunären Ablagerungsraum bis hin zu Plattformhangfazies an.

GAMSKOGEL

SCHARTNERKOGEL

BARRANDEISCHICHEN

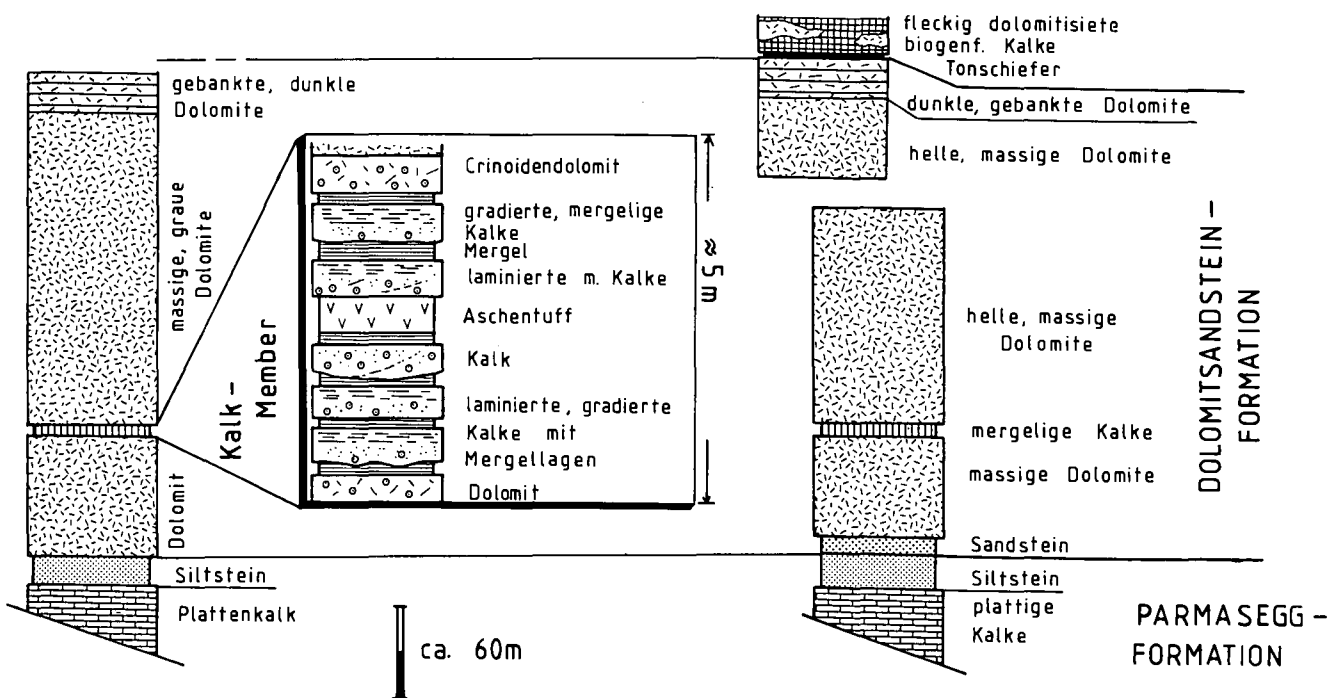


Abb. 4. Die Schichtfolge der Dolomitsandstein-Formation und der basalen Barrandai-Schichten am Schartnerkogel und Gamskogel.

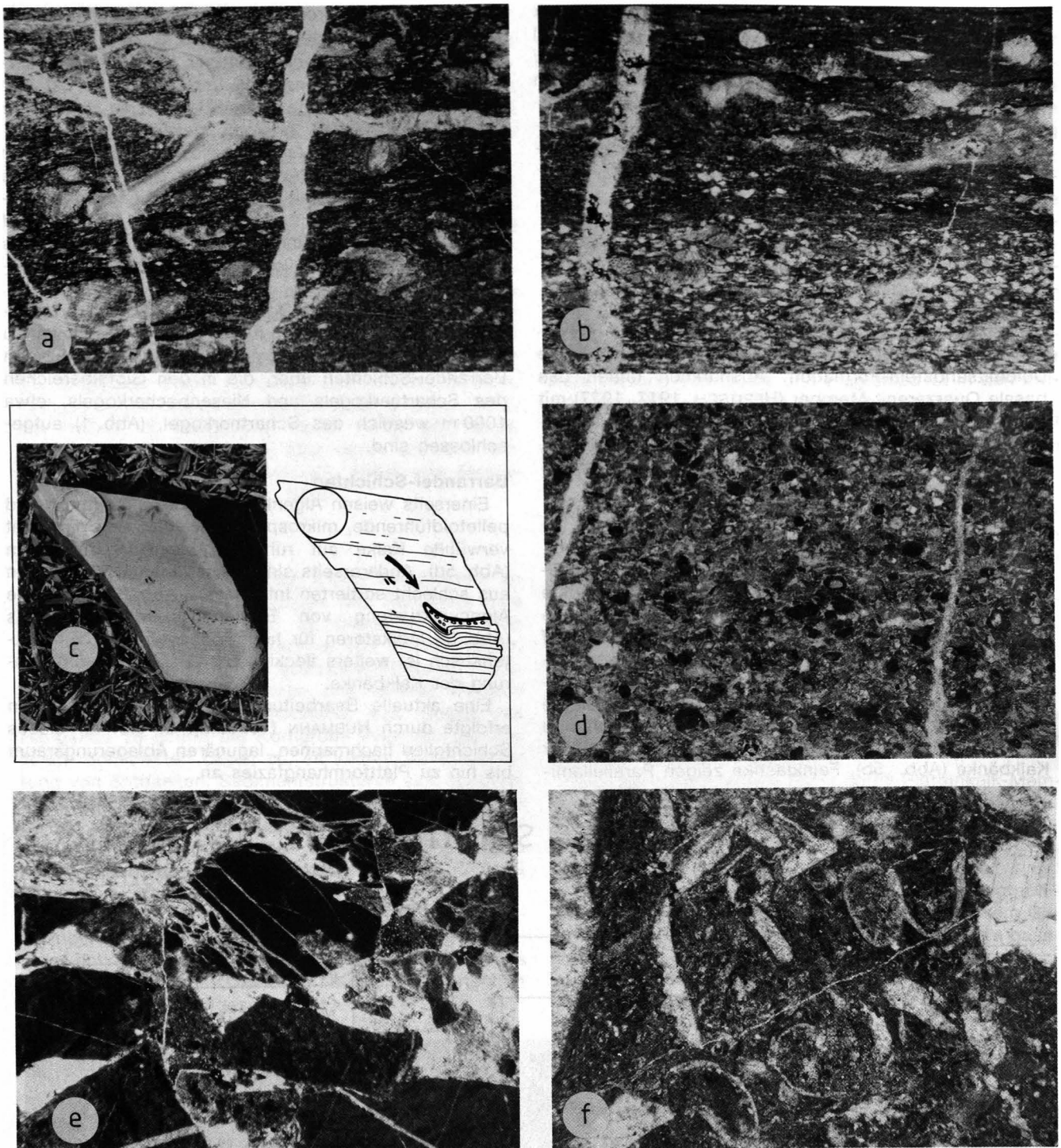


Abb. 5. Gesteinstypen aus dem Kalk-Member der Dolomitsandstein-Formation vom Osthang des Gamskogels (Abb. 5a,b,c) und den Barrandei-Schichten westlich vom Schartnerkogel (Abb. 5d,e,f).

- a) Biogenschuttkalk mit Schalenbruchstücken.
Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
- b) Tonreicher Kalk mit basaler Siltsteinlage.
Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 4 mm.
- c) Aschentuff mit Lapilli. Deutlich sind die Einschlagsspuren eines randlich abgeschreckten, glasigen Lavafetzens zu sehen. Die Flugrichtung des Lapilli ist in der Skizze durch den Pfeil angedeutet.
- d) Pellet, Silt und Biomorpha führender Kalk.
Wackestone; gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
- e) Mehrphasig Breckzienbildung in Barrandei-Schichten. Frühe, syndementäre? Breckzie im Bildzentrum.
Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 4 mm.
- f) Biogenschuttkalk mit Schalenbruchstücken und Echinodermatenresten (Floatstone).
Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.

2.1.3. Ablagerungsraum

Parmasegg-Formation

Die Lithologie des Kalk-Mergel-Member spricht für einen Ablagerungsraum, wie sie EINSELE (1982) und EINSELE & SEILACHER (1982) für Kalk/Mergel-Zyklen fordern. Diese bilden sich in ruhigem Milieu unterhalb der Sturmwellenbasis, wenn die Subsidenz durch die Sedimentationsrate kompensiert wird. Akzeptiert man die Deutung der flachkuppeligen Schichtungsphänomene in den klastischen Sedimenten dieses Members als hummocky cross bedding, so weist das darauf hin, daß der Ablagerungsbereich zunehmend in den Einflußbereich von Stürmen gelangte, das heißt, seichter wurde. Diese Deutung wird bestätigt durch die zahlreichen Hinweise auf höherenergetische Ablagerungsbedingungen im überlagernden Plattenkalk-Member. Sowohl die Geometrie der Bänke als auch bankinterne Strukturen machen Tempestitablagerungen, wie sie AIGNER (1985) beschreibt, sehr wahrscheinlich. Sedimentstrukturen und Biogene des Siltstein-Members werden in Übereinstimmung mit POLTNIG (1984) als Ablagerungen eines seichten, wattähnlichen Milieus gedeutet.

Die Parmasegg-Formation nimmt somit eine vermittelnde Stellung zwischen den pelagisch bis flachmarinen vulkanoklastisch dominierten Schichten von Kehr und der flachmarinen Dolomitsandstein-Formation ein. Unterschiedliche Mächtigkeiten der Schichtfolgen sowie laterale Verzahnungen der Member sind Ausdruck heterogener bathymetrischer Ablagerungsbedingungen (Abb. 10). Dabei dominieren im besprochenen Gebiet Ablagerungen des wellendominierten Bereiches, supratidale Sedimente, wie sie im Haritzgraben existieren (NEUBAUER, 1989), fehlen.

Akzeptiert man die Vorstellungen eines, vom Vulkanismus gesteuerten Reliefs mit Vulkaninseln (NEUBAUER, 1989), so muß für das Liegende der Parmasegg-Formation in diesem Gebiete distale Vulkanitfazies mit Tuffen angenommen werden. Durch den tektonischen Zchnitt dieser Schichtfolge in diesem Gebiet kann diese Annahme nicht überprüft werden. Einzig am Greitnerkogel (Abb. 2) sind Tuffite im Liegendanteil des Dolomit-Siltschiefer-Members aufgeschlossen. Dieses Member nimmt allerdings eine Sonderstellung in der Silurentwicklung des Grazer Paläozoikums ein.

Das liegendste Member (Dolomit-Siltschiefer-Member) ist auf den Bereich Greitnerkogel (Abb. 2) beschränkt. Diese lithologische Vergesellschaftung ist im Obersilur des Grazer Paläozoikums unbekannt, gewisse Ähnlichkeit besteht nur zur obersilurischen Dolomitentwicklung von Eggenfeld (EBNER, 1976; NEUBAUER 1989). Ähnliche Folgen beschreiben HÖLL (1970) und NEUBAUER & PISTOTNIK (1984) aus der Stolzalpendecke in den Gurktaler Alpen. Da der direkte Kontakt des Dolomit-Members zu dem überlagernden Kalk-Mergel-Member nicht aufgeschlossen ist, ist die Zuordnung dieser Folge zur Parmasegg-Formation sehr hypothetisch. Die Einführung einer eigenen Formation wäre daher überlegenswert.

Mit dem Einsetzen der Dolomite der Dolomitsandstein-Formation kommt es zu einem weitgehend homogenen, flachmarinen Ablagerungsraum. Einzig der Aschentuffhorizont im tieferen Teil dieser Formation (Abb. 4, Abb. 5f) könnte Äquivalent des Diabas-tuffhorizonts (HERITSCH, 1917) aus dem Süden des Grazer Paläozoikums sein, geringe Korngrößen der Tuffe sind Indizien für große Entfernung zum Eruptionszen-

trum. Das gemeinsame Auftreten von Schuttkalken mit den Tuffen könnte als Folge erhöhter Bodenunruhen im Zusammenhang mit dem unterdevonen Vulkanismus gedeutet werden. Dies führte lokal zu kurzfristiger Unterbrechung der Lagunenfazies und begünstigte höherenergetische Ablagerungen (Abb. 10).

Mit dem Einsetzen der Barrandei-Schichten findet die homogene Dolomitentwicklung ein Ende und der Ablagerungsraum wird wieder heterogener (HUBMANN, 1990).

2.2. Schöcklgruppe

Das gemeinsame Auftreten von Schwarzschiefern mit dem Schöcklkalk mag Anlaß für FLÜGEL et al. (1952) gewesen sein, die tieferen Schichtfolgen des Grazer Paläozoikums „Tonschieferfazies“ zu nennen. EBNER & WEBER (1978) bezeichnen die basale grüngesteinsbetonte und Schwarzschiefer führende Schichtfolge der tieferen Decken als Passailer Schichten und eine hangende karbonat- und kohlenstoffreiche Serie als Arzberg-Schichten. Beide Schichten, getrennt vom Hundsberg-Quarzit, werden zur Passailer Gruppe zusammengefaßt. WEBER (1990) hingegen schreibt (p. 13):

„... Petrographisch bestehen zwischen den Gesteinen der Passailer Schichten bzw. den Arzberg-Schichten keine signifikanten Unterschiede ...“

Die basale Metavulkanitfolge und die Schwarzschiefer sind, meiner Ansicht nach, in diesem Gebiet eng mit dem Schöcklkalk verknüpft. Die enormen Kompetenzkontraste zwischen den leicht verformbaren Schwarzschiefern und dem relativ starren Schöcklkalk (vergleiche Kapitel 3) begünstigen natürlich die Ausbildung von Abscherflächen an dieser Grenze, ein ungestörter sedimentärer Kontakt ist daher nicht zu erwarten. Dies ist allerdings kein Argument für oder gegen eine Zusammengehörigkeit der Schwarzschiefer zum Schöcklkalk. Aufgrund der Kartierung und regionalgeologischer Überlegungen stelle ich diesen Gesteinsverband (basaler Vulkanit und Schwarzschiefer) wie FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER (1984) zur Schöcklgruppe. Die Zuordnung, wie sie WEBER (1990) vorschlägt würde außerdem eine zusätzliche Decke, bestehend aus dem Schöcklkalk, notwendig machen.

Eine stark vereinfachte Gliederung der Schöcklgruppe umfaßt drei lithostratigraphische Einheiten. Vom Liegenden ins Hangende sind dies:

- Silurische Vulkanite (Waldstein-Formation).
- Unterdevonische karbonatisch-siliklastische Gesteine (Arzberg-Formation).
- Mitteldevonische (?) Karbonate (Schöcklkalk-Formation).

2.2.1. Waldstein Formation

Vulkanite und Grüngesteine sind sowohl an der Basis der Rannachgruppe (Schichten von Kher, FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972) als auch im Liegendanteil der Schöcklgruppe weit verbreitet. Die Vulkanite dieses Gebietes unterscheiden sich vor allem im Grad der Metamorphose von den Grüngesteinen im Haritzgraben (NEUBAUER, 1989) oder Kher (NEUBAUER, 1991), die eindeutig zur Rannachgruppe zu stellen sind. Im Gegensatz zu Vulkaniten der Rannachgruppe im Süden des

PARMASEGGKOGEL

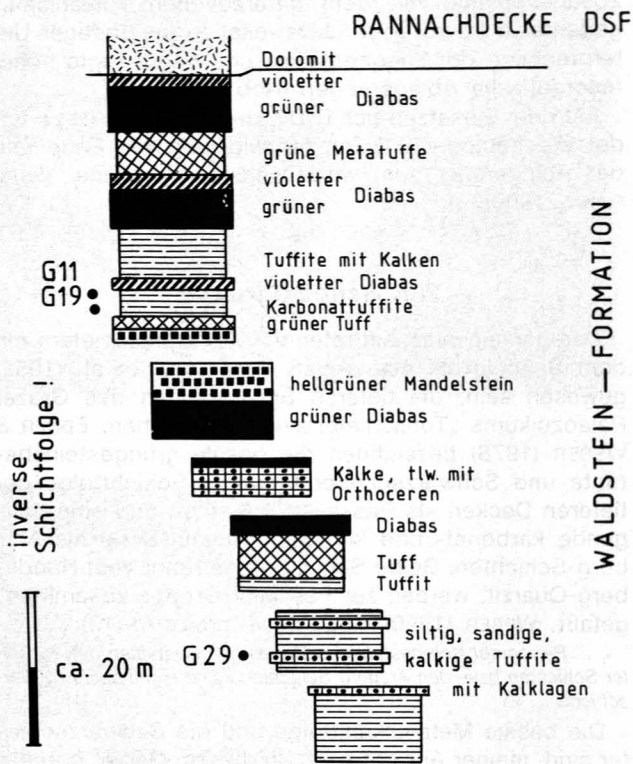
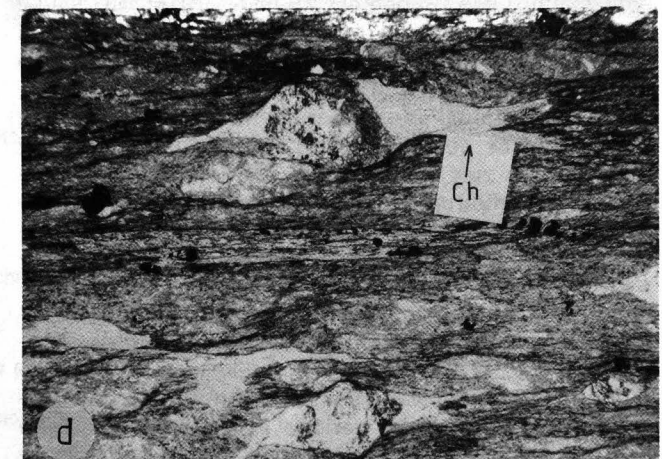
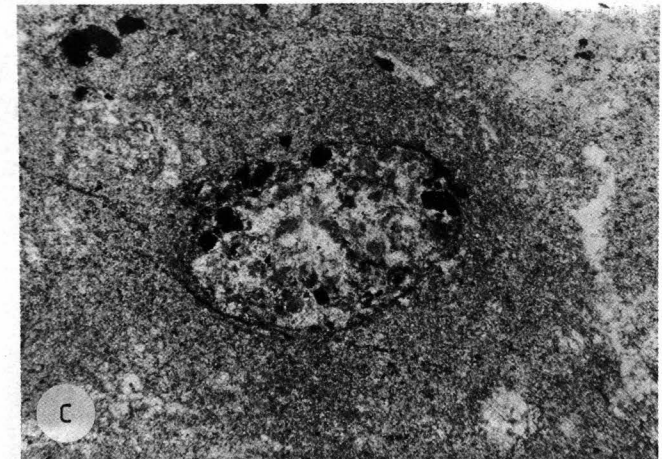
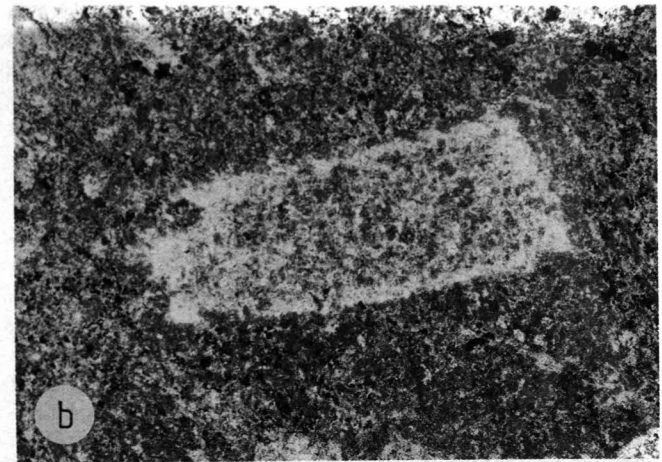
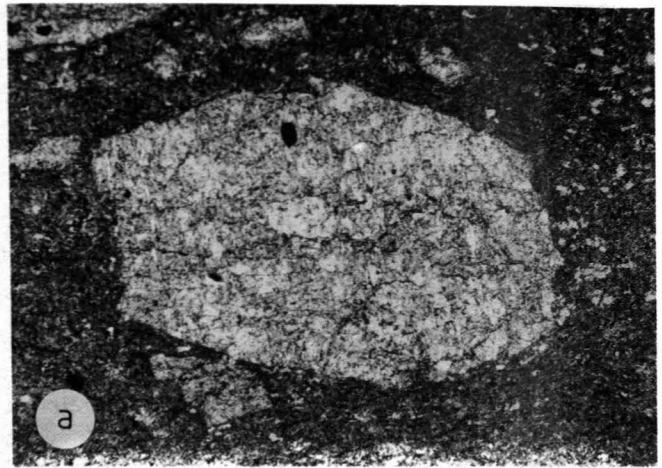


Abb. 6. Profil durch die Waldstein-Formation (inverse Schichtfolge!) südlich des Parmaseggkogels und Lage der Conodontenfundpunkte.

Grazer Paläozoikum werden hier Mineralparagenesen mit Albit – Aktinolith – Epidot – Chlorit – Quarz („niedriggradige Metamorphose“ nach WINKLER, 1979) erreicht. Da überdies die Grüngesteine in diesem Gebiet zumeist mit der siliziklastischen Arzberg-Formation (EBNER & WEBER, 1978), die wiederum mit der Schöcklkalk-Formation verknüpft sind, werden sie zum überwiegenden Teil zur Schöcklgruppe gestellt. Nur an einer Lokalität, südlich des Greitnerkogel (Abb. 2), werden Vulkanite (Aschentuffe) sedimentär von den Sedimenten des Dolomit-Siltschiefer-Members der Parmasegg-Formation überlagert. Die Stellung dieses Members mit seiner für das Grazer Paläozoikum abnormen Entwicklung ist allerdings noch nicht zur Gänze geklärt.

Die Aufstellung einer neuen Formation (Waldstein-Formation) erscheint gerechtfertigt, da diese zur Schöckldecke gerechnete Gesteinsvergesellschaftung unzureichend definiert ist. Die Metavulkanite entsprechen den Grüngesteinen, wie sie WEBER (1990) beschreibt („Grüngesteine i.A.“, WEBER, 1990; p.13). Zusätzlich beinhalten die Metavulkanite im Arbeitsgebiet noch Karbonattuffite, Orthocerenkalke und Echinoder-

- Abb. 7. →
Vulkanite der Waldstein-Formation südlich des Parmasegg-Kogels (Abb. 7a,b,c) und südlich von Guggenbach (Abb. 7d).
- Formrelikt von Chlorit und Aktinolith nach primärmagmatischem Amphibol. Parallele Nicols, lange Bildkante ≈4,5 mm.
 - Relikt eines primärmagmatischen An-reichen Plagioklases. Sekundäre Veränderungen sind der Zerfall zu Epidot und Albit und Serizitisierung. Parallele Nicols, lange Bildkante ≈2,5 mm.
 - Karbonat- und erzgefüllte Vakuole in blasenreicher Lava (Mandelstein). Parallele Nicols, lange Bildkante ≈4 mm.
 - Deformierter Mandelstein. Vakuolen sind mit Kalzit gefüllt und bilden rigide Körper in deren Druckschatten Chlorit (Ch) wächst. Parallele Nicols, lange Bildkante ≈6 mm.



matenschuttkalke. Der Name Waldstein-Formation wurde gewählt, da das beschriebene Profil am Südhang des Parmaseggkogels unweit der Ortschaft Waldstein liegt und die Assoziation zu dem, von ANGEL (1954) beschriebenen Gestein "Waldsteinit" durchaus beabsichtigt ist. Als Beispiel für den Gesteinsinhalt der Waldstein-Formation der Schöcklgruppe wird ein Profil südlich des Parmaseggkogels beschrieben (Abb. 6). Bedingt durch den alpidischen Faltenbau (vergleiche Kapitel 3) liegt dieses Profil in inverser Lagerung vor.

- Die basalen Grünschiefer zeigen trotz grünschieferfazieller Metamorphose gut erhaltene Formrelikte von primärem Pyroxen und/oder Amphibol (Abb. 7a) und Plagioklaseinsprenglingen (Abb. 7b). Die Grundmasse besteht aus feinkörnigem Feldspat, Quarz, Chlorit, Epidot, bis zu 5 % Leukoxen und sekundärem Serizit aus dem Zerfall von Feldspat. Metamorphose und starke Durchbewegung erzeugen ein Gestein, daß im Gelände als Fleckengrünschiefer angesprochen wird (Abb. 7c) Die Vakuolen blasenreicher Laven (Mandelsteine) sind sekundär mit Kalzit oder Chlorit gefüllt (Abb. 7d).
- Als Metatuffe werden feinblättrige, durch feldspatreiche und chloritreiche Lagen hell/dunkel gebänderte Grünschiefer gedeutet. Ihre Farbvarietät reicht von hellgrün bis violett. Serizit kommt nur sehr selten vor.
- Im Hangenden dieser vulkanitdominierten Folge schalten sich karbonatische Tuffite und Kalke mit wechselndem siliziklastischen und tuffogenem Anteil ein. Die tiefgründige Verwitterung gibt ihnen eine charakteristische ockerfarbene bis schmutziggelbe Farbe. Den Tuffiten sind Echinodermaten-

schuttkalke und südöstlich des Parmaseggkogels braune Orthocerenkalke zwischen geschaltet. Conodonten erlauben eine Einstufung der Kalke ins Ludlow (Probe G29, Abb. 6, Tab. 1). Die langlebige Form *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL, 1933) kommt nach ZIEGLER (1981) ab dem Silur (crassa-Zone) bis ins Unterdevon (Ems) vor und ist somit wenig aussagekräftig. Durch *Kockelella variabilis* (WALLISER, 1957), die auf crassa-Zone bis siluricus-Zone beschränkt ist (ZIEGLER, 1981) kann das Alter auf Ludlow eingeschränkt werden (Probe G29, Abb. 6, Tab. 1).

2.2.2. Arzberg-Formation und Schöcklkalk-Formation

Arzberg-Formation

Aus der basalen Folge von Karbonattuffiten mit wechselndem Anteil an Terrigenmaterial (Quarz, vereinzelt detritische Glimmer) entwickeln sich die, für die Arzberg-Formation in diesem Raum typischen Schwarzschiefer und Phyllite. Als Abgrenzungsmerkmal gegen die Waldstein-Formation wurde das Fehlen von vulkanogenem Einfluß herangezogen. Zur Charakterisierung dienen zwei Profil aus dem Arbeitsgebiet (Abb. 8) und eine Abfolge aus dem Raum westlich des Rabensteiner Schöcklkalkzuges (Profil Topenauer, TSCHELAUT, 1985).

Charakteristisch ist die große lithologische Variabilität bedingt durch schwankenden klastischen Input. Der Karbonatgehalt (Kalzit und untergeordnet Dolomit) schwankt zwischen 10 % und 60 %. Der nichtkarbonatische Anteil besteht aus Quarz, Feldspat (hauptsäch-

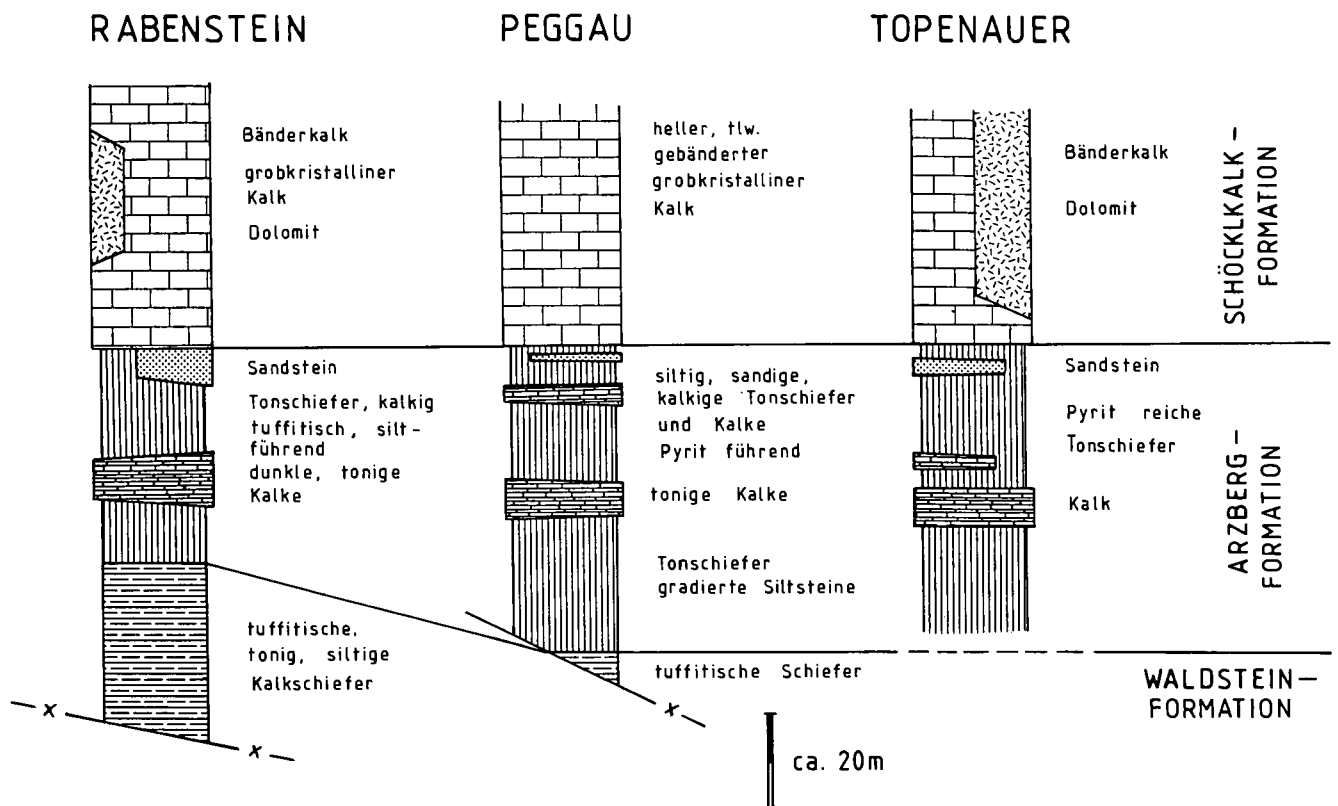


Abb. 8. Die Schichtfolgen von Arzberg-Formation und Schöcklkalk-Formation anhand dreier Profile. Profil Topenauer nach TSCHELAUT (1985), der die basale Kalkrippe mit Conodonten ins Unterdevon einstuft konnte.

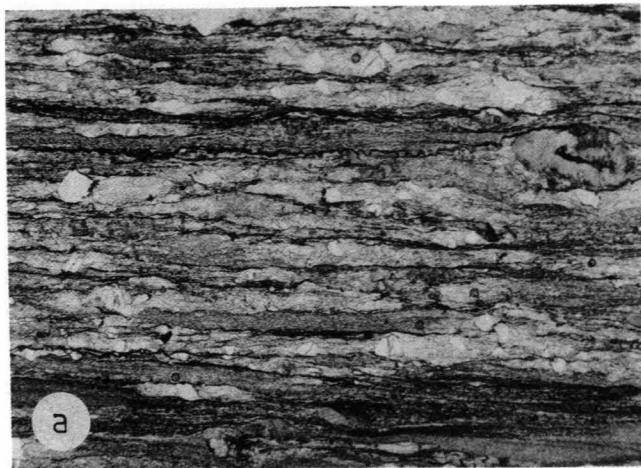


Abb. 9.
Grobklastika der Schöcklgruppe.
a) Sandsteinlage in Tonschiefern der Arzberg-Formation bei Peggau. Im Druckschatten der Quarzkörner bildet sich sekundäres Karbonat.
Parallele Nicols, lange Bildkante $\approx 6\text{mm}$.
b) Sandsteine im Hangendsten der Arzberg-Formation östlich des Rabensteiner Schöcklkalkzuges.

lich Plagioklas), Hellglimmer und bis zu 1 % Pyrit. Temporär kam es zur Schüttung unreifer Sandsteine, die gradiert sind und karbonatisch zementiert wurden (Abb. 9a). Ein mächtigeres Schichtpaket von Sandsteinen am Top der Arzberg-Formation (Abb. 9b) ist durch geringeren Karbonat- und höheren Quarzanteil charakterisiert. Diese Sandsteine sind von nur geringer lateraler Verbreitung.

TSCHELAUT (1985) gelang es, eine Kalkrippe innerhalb der Arzberg-Formation westlich des Rabensteiner Schöcklkalkzuges (Profil Topenauer, Abb. 8) mit Conodonten ins Unterdevon (Lochkov) einzustufen und frühere Datierungsversuche (GOLLNER, 1985; NEUBAUER, 1984) zu präzisieren.

Schöcklkalk-Formation

Im Hangenden der Arzberg-Formation kommt es mit dem Einsetzen der Schöcklkalke zu einer homogenen Karbonatplattformentwicklung. Fallweise wird der hellweiße bis gebänderte Schöcklkalk (eigentlich Marmor) durch Dolomit ersetzt.

2.2.3. Ablagerungsraum

Einschaltungen von Orthocerenkalken in den Metavulkaniten belegen, daß zumindest für einen Teil des Metavulkanitkomplexes der Schöcklgruppe (Waldstein-Formation) ein pelagischer Ablagerungsraum angenommen werden muß. Die maximale Meerestiefe ist durch die Existenz von Mandelsteinen mit etwa 500 m limitiert, da in größeren Tiefen der Druck der Wassersäule in der Regel Blasenbildung verhindert hätte (CAS & WRIGHT, 1987).

In der Arzberg-Formation weisen die Sulfid vererzten (Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende) Schwarzschiefer auf Beckenentwicklung unter reduzierendem Milieu während der Sedimentation oder Diagenese hin. WEBER (1977, 1990) gliedert in überzeugender Weise dieses Becken aufgrund der Vererzungstypen in Schwellen (Sulfatvererzung) und Beckenbereiche (Sulfidvererzung). Temporäre klastische Schüttung, wie sie durch gradierte Silt- und Sandsteine belegt ist, ist ebenfalls Hinweis für ein akzentuiertes Relief. Zunehmender gröberklastischer Input gegen das Hangende gleicht Reliefunterschiede

aus und bildet die Basis für die einheitliche Karbonatentwicklung.

Generell ähnelt die Arzberg-Formation dem Liegendanteil des Kalk-Mergel-Members der Parmasegg-Formation, wenngleich der Anteil an Tonfraktion in der Arzberg-Formation größer ist.

2.3. Faziesinterpretation

Die lithologische und zeitliche Entwicklung der Schöcklgruppe und Rannachgruppe verläuft sehr ähnlich. Silurischen Vulkaniten folgen ab dem Obersilur/ Unterdevon karbonatisch-klastische Sedimente und darauf eine Karbonatplattformentwicklung.

In den basalen Vulkaniten der Schöcklgruppe (Waldstein-Formation) fehlen Anzeichen von subärischen Vulkaniten, wie sie NEUBAUER (1989) aus der Rannachgruppe beschreibt. Auch dominieren feinkörnige pyroklastische Sedimente, die auf relativ große Entfernung zum Ausbruchszentrum hinweisen, gegenüber der proximalen Vulkanitfazies der Rannachgruppe im Haritzgraben. Orthocerenkalke in den Tuffiten der Schöcklgruppe sind weiteres Anzeichen für pelagische Fazies.

Auffällig sind die großen lithologischen Ähnlichkeiten zwischen dem Kalk-Mergel-Member der Parmasegg-Formation und den \pm zeitgleichen Schwarzschiefern der Arzberg-Formation. Während jedoch in der Rannachgruppe zunehmend regressive Bedingungen bis ins Intertidal nachgewiesen werden können und lateral sowie vertikal unterschiedliche Entwicklungen auf unterschiedlich bathymetrische Bedingungen hinweisen, muß für die Schöcklgruppe ein Becken als Ablagerungsraum angenommen werden. Dieses Becken scheint zwar auch gegliedert, ein supratidaler Bildungsraum wird aber nicht erreicht. Eine schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen zeigt Abb. 10.

Zur Faziesangleichung kam es mit der mitteldevonen Plattformentwicklung.

FRITZ & NEUBAUER (1988) interpretieren die Obersilur-entwicklung im Grazer Paläozoikum unter Einbeziehung der Laufnitzdorfgruppe (GOLLNER et al., 1982) im Sinne einer riftbedingten Extensionstektonik; es entwickelt sich ein passiver Kontinentalrand. Echte ozeanische Kruste konnte aber weder im Grazer Paläozoikum,

RANNACHGRUPPE

SCHÖCKLGRUPPE

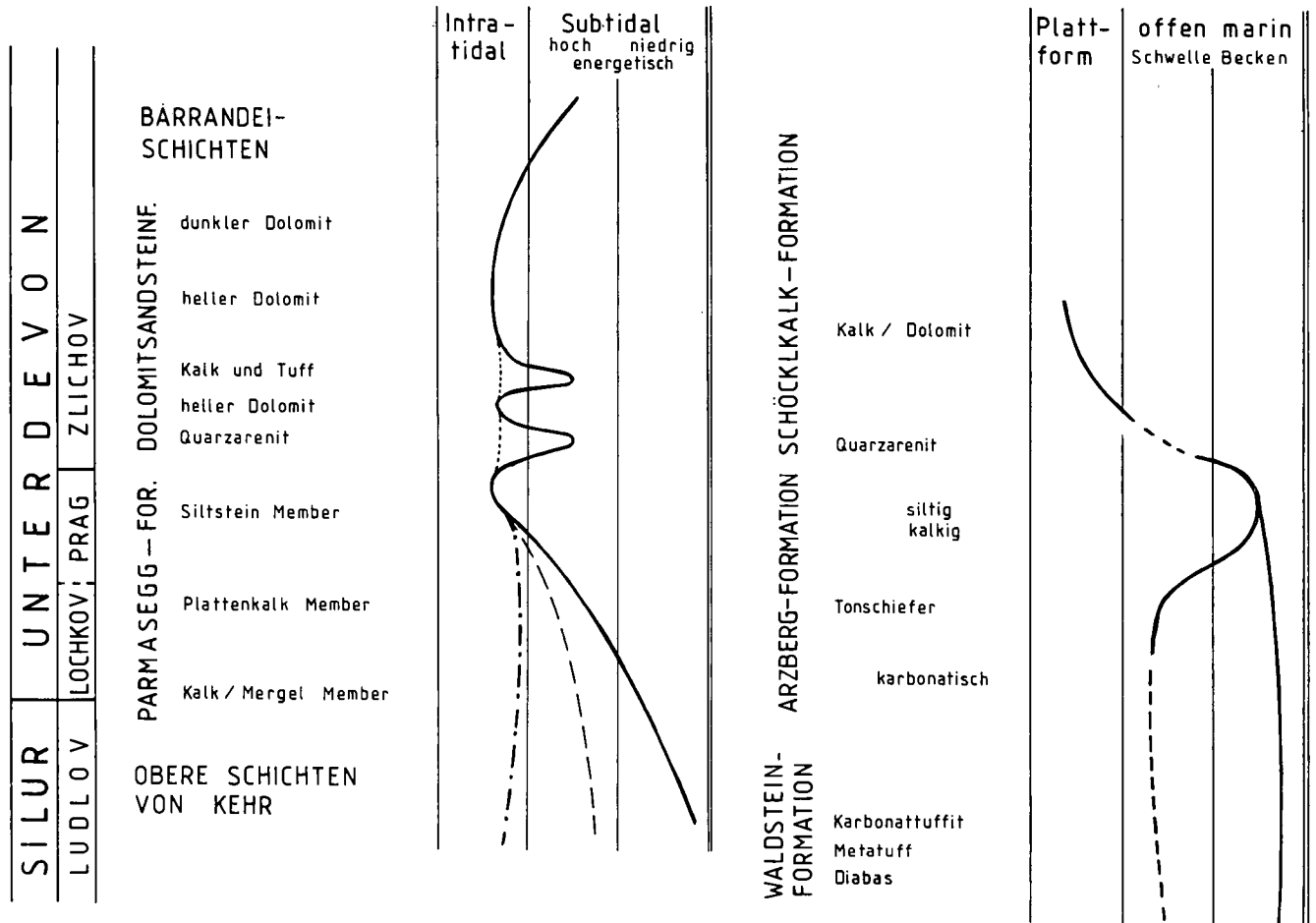


Abb. 10.

Schematisches Entwicklungsschema für Schöcklgruppe und Rannachgruppe. Faziesverzahnungen spiegeln die Gliederung des Ablagerungsraumes in Becken und Schwellen wieder.

noch in den anderen oberostalpinen Altpaläozoikumsvorkommen nachgewiesen werden (HEINISCH, 1988; SCHLAMBERGER, 1988; LOESCHKE, 1989).

3. Tektonik

Gerade dieses Gebiet zwischen dem Murtal bei Peggau/Deutschfeistritz und der Kristallingrenze bei Übelbach war seit Beginn dieses Jahrhunderts Prüfstein für die stratigraphischen und tektonischen Konzepte im Grazer Paläozoikum. Abgesehen von WAAGEN (1930), der glaubte mit Bruchtektonik sein Auslangen finden zu können, versuchten alle übrigen Autoren den Bau mit Deckentektonik zu erklären (als Zusammenfassung siehe FLÜGEL, 1975, cum lit.).

Der geologische Bauplan dieses Gebietes ist geprägt durch die Stapelung von Gesteinen der Rannachgruppe über verschiedene Elemente der Schöcklgruppe (Abb. 11). Dabei sind Gesteine der Rannachgruppe vorwiegend auf das höchste tektonische Stockwerk beschränkt, als lithotektonischer Begriff wurde der Name Rannachdecke eingeführt (HERITSCH, 1927). In ähnlicher Weise bezeichnet man die tiefere Decke, die vorwiegend aus Gesteinen der Schöcklgruppe aufgebaut wird, als Schöckldecke.

Als Abscherungshorizont zwischen Schöckldecke und Rannachdecke dienten die karbonatisch-klasti-

schen Gesteine der Parmasegg-Formation, die, je nach Geometrie der Deckenbahn, basal zugeschnitten sind oder, bei kletternden Deckenbahnen, fehlen. In der Rannachdecke ist die Deformation auf dieses Schichtglied konzentriert, die überlagernden Dolomite zeigen, bedingt durch geringe Verformbarkeit dieser Gesteine wenig interne Deformation.

Gleithorizonte in der Schöckldecke sind bevorzugt die Schwarzschiefer der Arzberg-Formation, wengleich der gesamte Schichtstapel der Schöckldecke intern duktil deformiert ist.

Der Deckenstapel bildet eine flache Mulde, die im Osten gegen W und im Westen gegen SE einfällt. Schichtinversionen des Schöcklkalks, ein im Osten des Gebietes kartierbarer Schuppenbau und steilstehende Scherzonen im Westen komplizieren diese einfache Geometrie.

3.1. Deformationsabfolge

Anhand von Mikrostrukturen und Strukturen im Aufschlußbereich sollen die relative zeitliche Abfolge der Strukturprägungen, der kinematische Deformationsablauf und die Verformungsmechanismen erläutert werden. Die Auswirkungen dieser strukturprägenden Ereignisse auf den Großbau, wie er im Kartenbild sichtbar ist, wird im Anschluß daran anhand dreier Profile diskutiert.

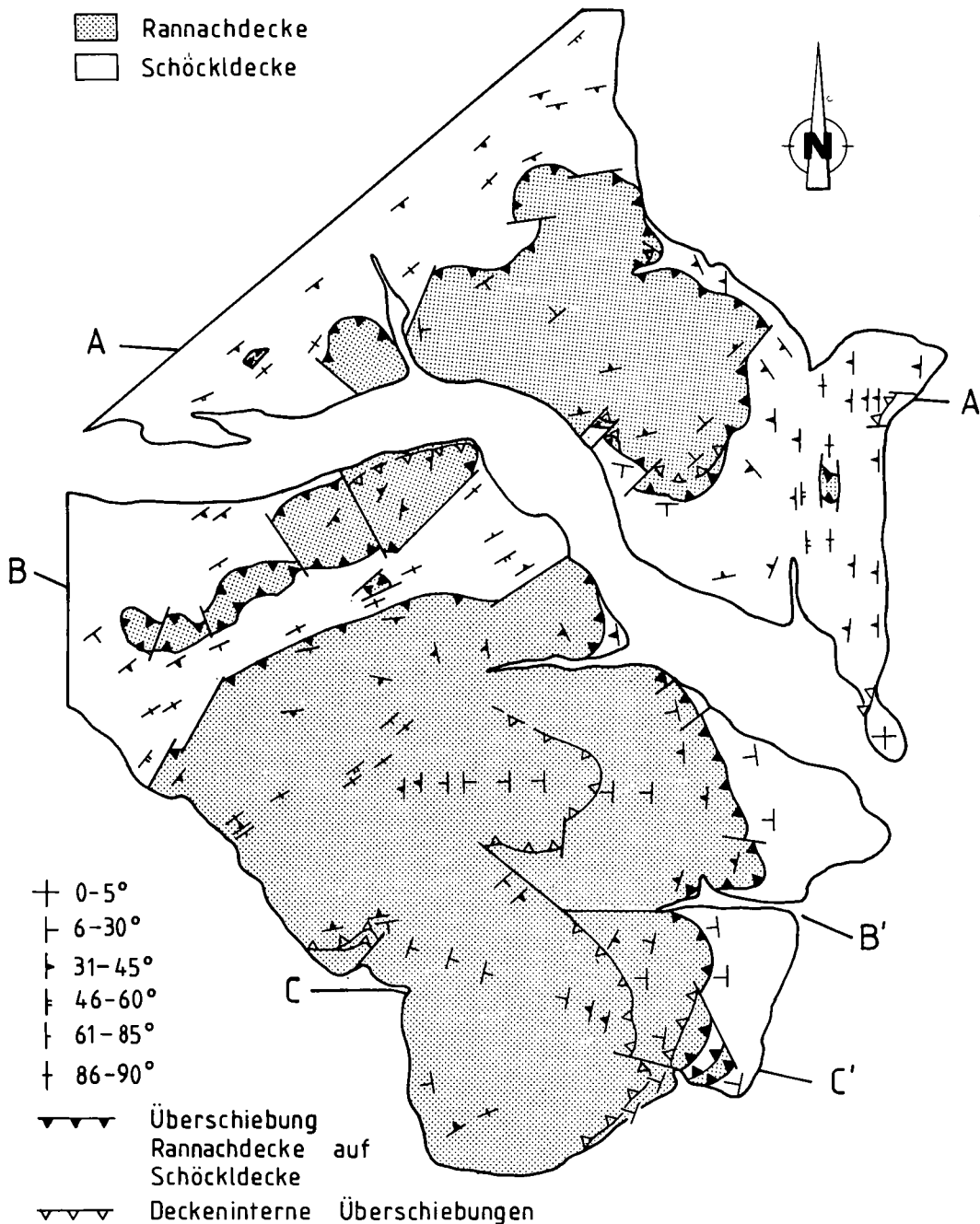




Abb. 11.
 Strukturkarte des Gebietes mit Deckengrenzen und Lagerungswerten. A-A', B-B' und C-C' geben die Lage der Profile in Abbildung 23a,b,c an.

3.1.1. Penetrative Strukturen (D₁, D₂)

Penetrative Strukturelemente in den verformbaren Gesteinen beider Deckengruppen sind eine Schieferung subparallel zu den lithologischen Grenzen und ein deutliches Streckungslinear (Abb. 12). In der Rannachdecke ist selten ein, meist flacher Winkel zwischen Schichtung und Schieferung als Produkt eines kleinräumigen Faltenbaus vorhanden (Abb. 13). Diese Deformation (D₁) ist das älteste, gut faßbare strukturprägende Ereignis in diesem Gebiet. Ältere Strukturen sind nur reliktsch als Mikrolithons und Quarzkauern erhalten und scheinen den Großbau nicht zu prägen. In feinkörnigen polymineralischen (phyllosilikatreichen) Gesteinen ist der Hauptdeformationsmechanismus Drucklösung, erkennbar an Lösungssäumen um resistente Minerale und Stofftransport in die Druckschattenbereiche. In karbonatisch-klastischen Gesteinen reichert

sich lösungsresistentes Material normal zur größten Hauptnormalspannung an (Stylolithen). Die monomineralischen Gesteine, insbesondere der Schöcklkalk, zeigen kristallplastisches Verhalten.

Das Streckungslinear ist besonders deutlich erkennbar in den Schwarzschiefern der Arzberg-Formation (Schöckldecke) und im Kalk-Mergel-Member der Parmasegg-Formation (Rannachdecke). Druckschatten um deformationsresistente Körper (Abb. 14a,b), die Anordnung von klastischen Mineralen sowie die Orientierung plastisch deformierter Körner sind verlässliche Indikatoren für die Streckungsrichtung. In Metavulkaniten wurde die Elongation von Vakuolen in den Mandelsteinen (Abb. 14c) sowie die Orientierung der Chloritflatschen (Abb. 7c) als Indikatoren für Streckung verwendet und in Karbonaten zerbrochene Fossilreste (Echinoderma-stielglieder, Abb. 14d), Dehnungsgänge und Boudins.

-  Rannachdecke
-  Schöckldecke

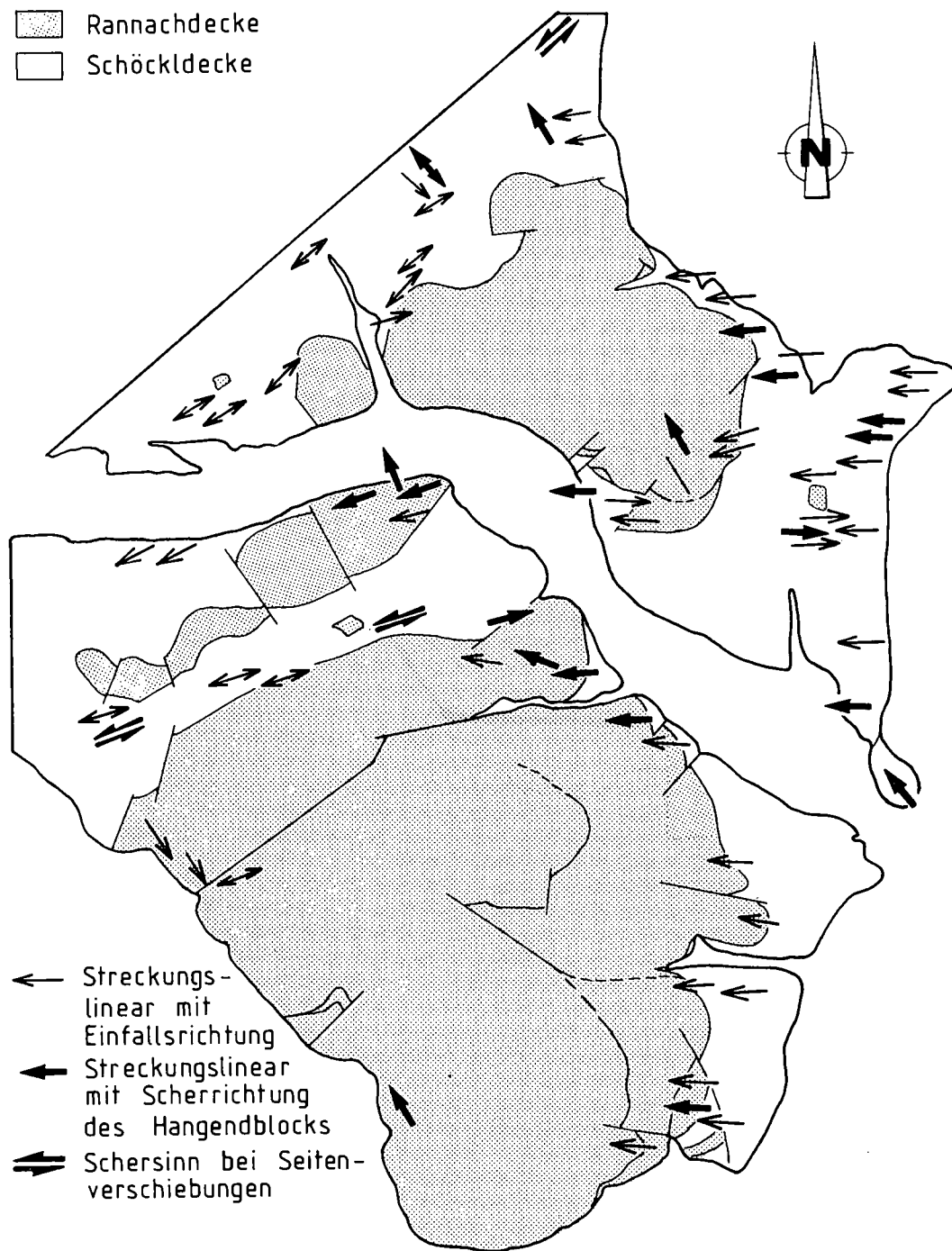


Abb. 12.
Strukturkarte des Gebietes mit Lage der Streckungslineationen und Scherrichtungen aus meso- und mikroskopischen Kriterien.

Schieferungsfläche und Streckungslinear ergaben das Referenzsystem für kinematische Untersuchungen. Der X-Z-Schnitt des Verformungsellipsoids mit langer und kurzer Hauptachse ist parallel zum Streckungslinear und normal zur Schieferung. X-Y-Schnitte sind parallel zur Streckung und parallel zur Schieferung, Y-Z-Schnitte normal zu Streckung und Schieferung.

An Schersinnindikatoren wurden vorwiegend s-c-Gefüge (Abb. 15a) (BERTHÉ et al., 1979), Dehnungsschieferung (PLATT & VISSERS, 1980; PLATT, 1984) (Abb. 15b), asymmetrische Druckschatten um rigide Objekte (PASCHIER & SIMPSON, 1986; ETCHECOPAR & MALAVIELLE, 1987) (Abb. 15c,d), die räumliche Orientierung von Scher- und Dehnungsgängen (Abb. 15e,f), Faltenvergenzen sowie die Geometrie von Überschiebungen im Aufschlußbereich (Abb. 16a,b) und in Profilen (Abb. 23a,b,c) herangezogen.

Finiter und inkrementaler Strain wurde meist aus dem syndeformativen Wachstum von Kristallfasern um Pyrit (Abb. 17a,b; Abb. 18a,b) ermittelt (RAMSAY & HUBER, 1983; BEUTNER & DIEGL, 1985).

Strukturen der Schöckldecke

Bis auf lokal begrenzte steile Scherzonen ist die Streckungsrichtung sehr einheitlich W-E orientiert (Abb. 12). Analysen der inkrementalen Deformation zeigen nur geringe Änderung der Extensionsrichtung von WNW auf WSW (Abb. 17a,b). Diese Verformung prägt das Korngefüge im gesamten Gebiet, doch ist die Deformationsintensität auf semiduktile Scherzonen konzentriert. Strainanalysen belegen heterogene Strainverteilung in diesen Scherzonen mit Extensionswerten zwischen 100 % und 1000 %. Die Deformationsgeometrie ist nahe der ebenen Verformung (plane strain),



Rannachdecke
 Schöckldecke

Abb. 13.
 Schichtung (ss) und etwas steilere Schieferung (sf) im
 Plattenkalk-Member der Parmasegg-Formation am
 Ostfuß des Greitnerkogel (Rannachdecke).
 Aufschluß im West-Ost-Schnitt.

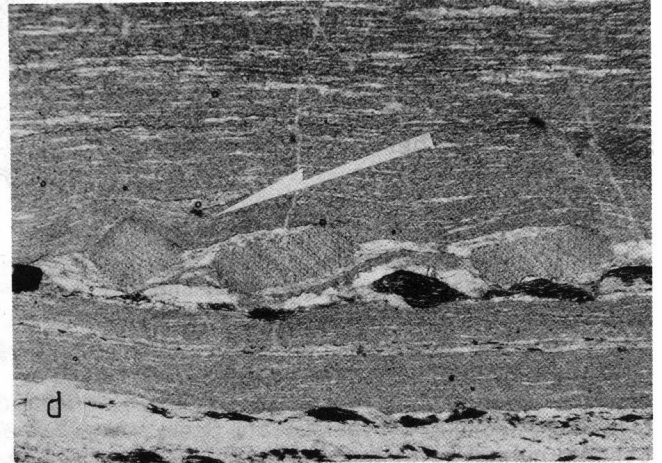
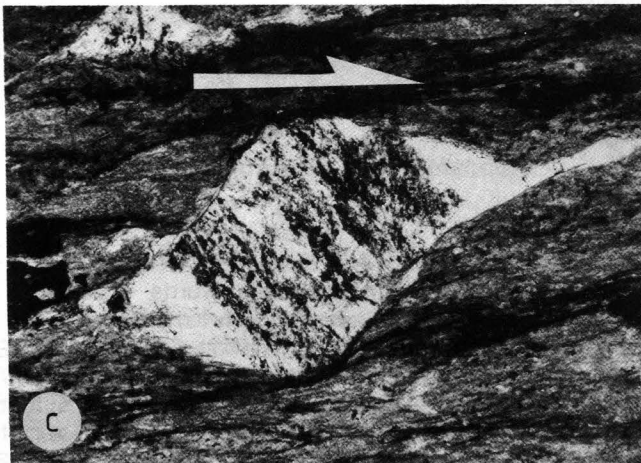
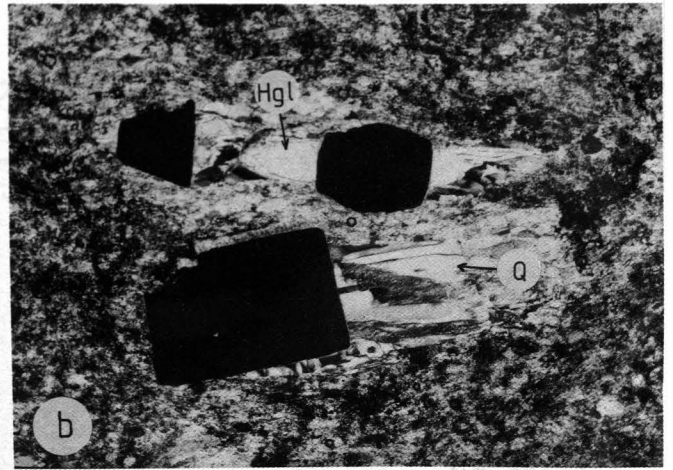
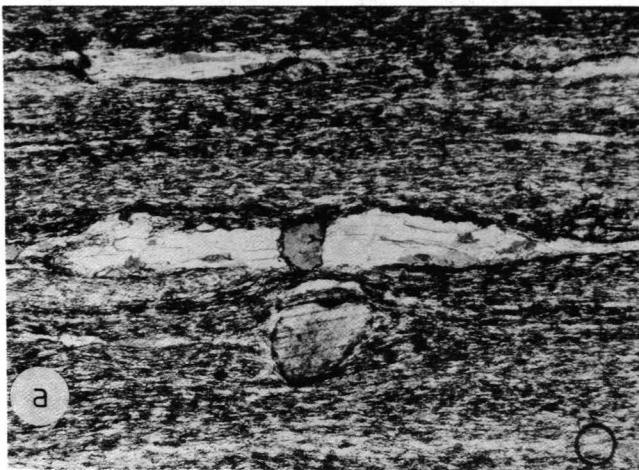


Abb. 14.
 Einige Beispiele für Streckung.
 a) Kalzitdruckschatten um detritisches Quarzkorn (X-Z-Schnitt). Arzberg-Formation bei Peggau.
 Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 3 mm.
 b) Syntektonisches Wachstum von Quarzfasern (Q) und Hellglimmer (Hgl) im Druckschatten von Pyrit (X-Y Schnitt). Arzberg-Formation bei Peggau.
 Gekreuzte Nicols, lange Bildkante $\approx 2,5$ mm.
 c) Mit Kalzit gefüllte Vakuole in blasenreicher Lava bildet in weiterer Folge das rigide Objekt für asymmetrischen Druckschatten (X-Z Schnitt). Halbpfel gibt den Schersinn an. Waldstein-Formation bei Guggenbach.
 Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 3 mm.
 d) Zerglittenen Crinoidenstielglieder in Kalken der Rannachdecke (Halbpfel in Scherrichtung).
 Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.

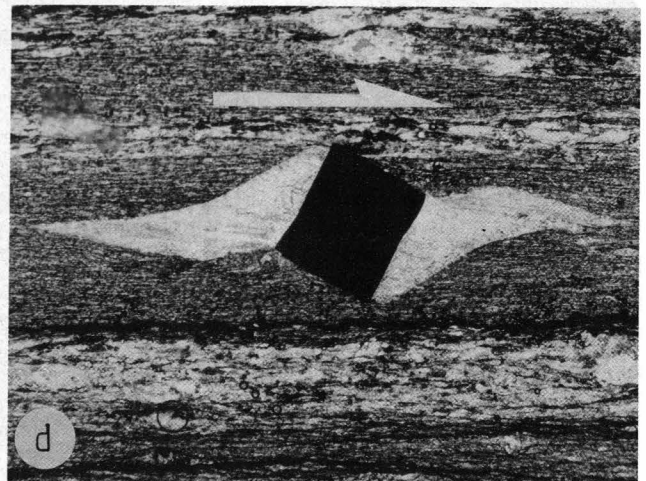
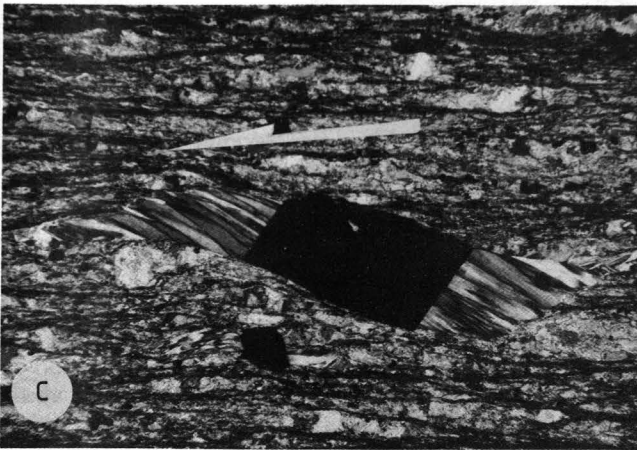
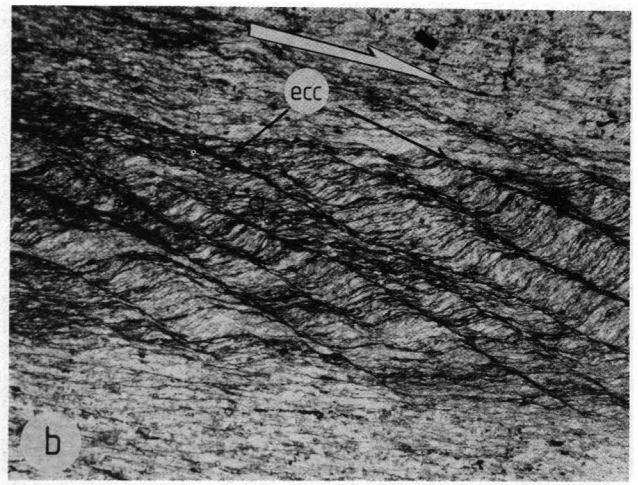
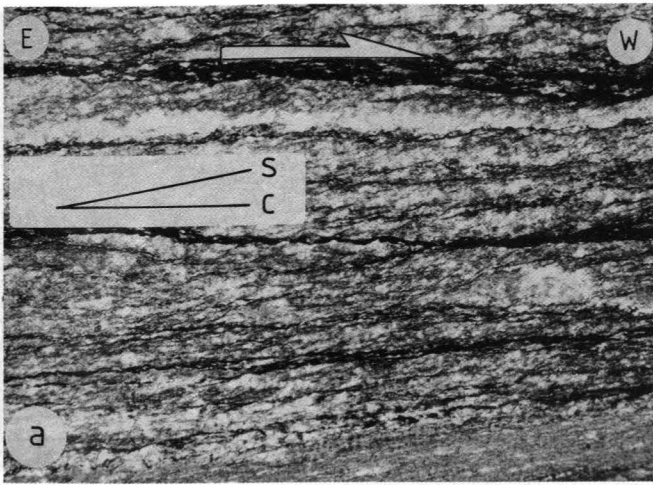


Abb. 13:

asymmetrische Strukturen

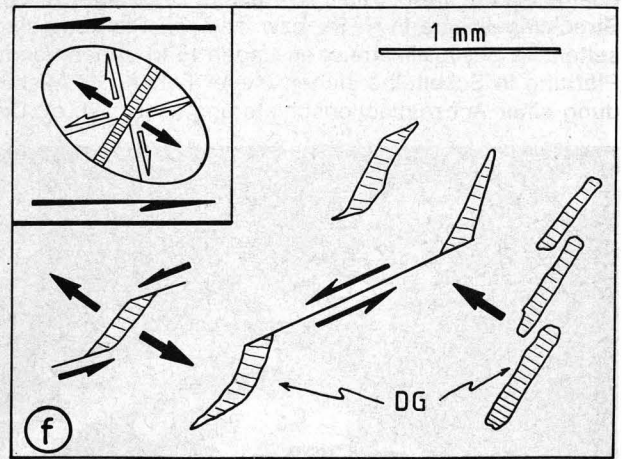
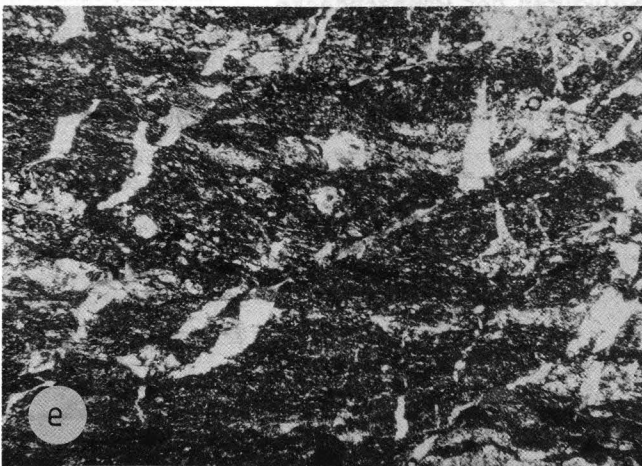


Abb. 15.

Schersinnindikatoren (Schersinn durch Halbpfeile angezeigt).

- a) s-c-Flächengefüge in tonig-karbonatischen Sedimenten der Schöckldecke südlich des Greitnerkogel.
Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
- b) Dehnungsschieferung (ecc = extensionary crenulation cleavage) in Metapeliten der Schöckldecke bei Rabenstein.
Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
- c) Asymmetrischer Druckschatten vom σ -Typ um Pyrit. Arzberg-Formation bei Peggau.
Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 1 mm.
- d) Asymmetrischer, karbonatischer Druckschatten vom δ -Typ um Pyrit. Arzberg-Formation nördlich Deutschfeistritz.
Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
- e) Scher- und Dehnungsrisse in Grünschiefern der Waldstein-Formation.
Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 3 mm.
- f) Skizze der Scherrisse (Versatzrichtung mit Halbpfeilen angedeutet) und Dehnungsgängen (DG, Öffnungsrichtung mit ganzen Pfeilen angedeutet) aus Abb. 13e.
Der generelle Schersinn geht aus dem System aus Scher- und Dehnungsflächen hervor (kleines Bild)

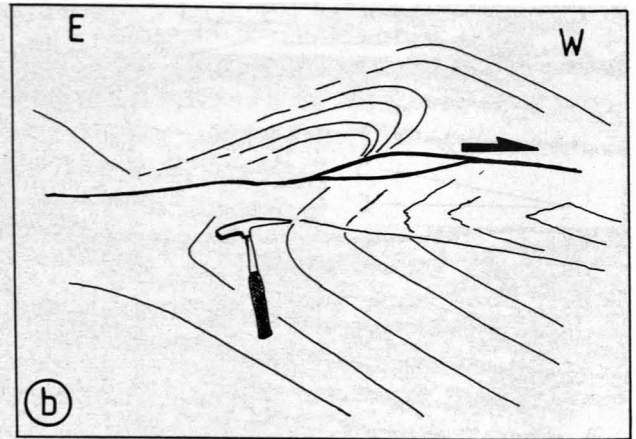


Abb. 16.

Scherbahn an der Basis der Rannachdecke.

- a) Überschiebungsgeometrie im Aufschlußmaßstab in Dolomiten der Rannachdecke (Dolomit-Siltstein-Member der Parmasegg-Formation).
 b) Aufschlußskizze von Abb. 16a, Versatzsinn durch Pfeil angedeutet.

eine Vielzahl von Scherkriterien weist auf rotationale Verformung hin mit Scherung des Hangenden gegen West.

Bei der progressiven Weiterführung von D_1 ändern sich die Größenverhältnisse der Hauptachsen des Strainellipsoids. War während D_1 die längste Hauptachse des Verformungsellipsoids etwa W-E-orientiert, so kommt es nun, während D_2 , zu einer \pm N-S-gerichteten Hauptdeformation. Nördlich von Deutschfeistritz sind nordvergente asymmetrische Falten als Indikatoren für rotationale Deformationskomponente erhalten. Durch zunehmende passive Amplifikation bildet sich der, vorallem im Schöcklkalk weit verbreitete Faltenyp von kongruenten Isoklinalfalten mit söhlicher Achsen-ebenenfläche (Abb. 19a). B-Achsen streichen E-W, Streckungslineare in N-S-, bzw. NW-SE-Richtung sind selten. In phyllosilikatreichen Lagen führt zunehmende Plättung in Scheitelbereichen dieser Falten zur Ausbildung einer Achsenflächenschieferung (Abb. 19b,c). Die

einigen Großfalten sind knapp östlich des kartierten Gebietes, in den Wänden bei Peggau aufgeschlossen und gehören diesem Typ an. Die großmaßstäbliche Verfallung innerhalb der Schöckldecke, wie sie aus der Kartierung hervorgeht, wird diesem Verformungsakt zugeordnet.

Aus der Formveränderung (Scheitelverdickung) der Falten kann das Ausmaß der duktilen Verformung abgeschätzt werden (Abb. 19d). Die Werte sind im Schöcklkalk des Grazer Paläozoikums ziemlich homogen (AGNOLI, 1987) und geben mindestens 55 % vertikale Verkürzung, die Deformationsgeometrie ist während D_2 Plättung.

Strukturen der Rannachdecke

Die Verformung ist konzentriert auf die Parmasegg-Formation an der Basis der Rannachdecke. In Abhängigkeit zur Lithologie führt diese Verformung in den verschiedenen Members zu unterschiedlicher Struktur-

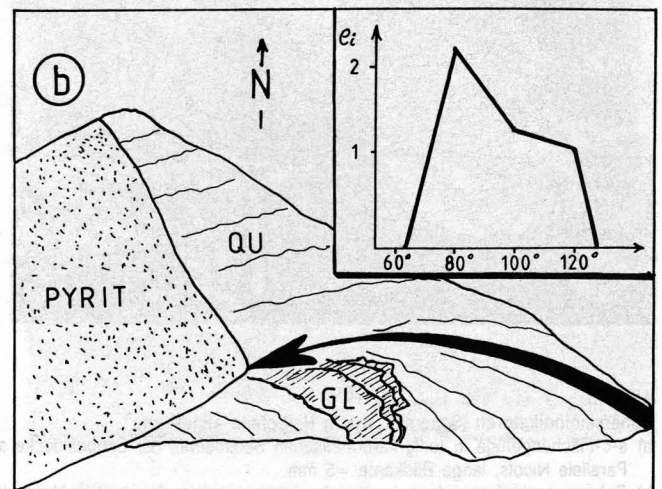
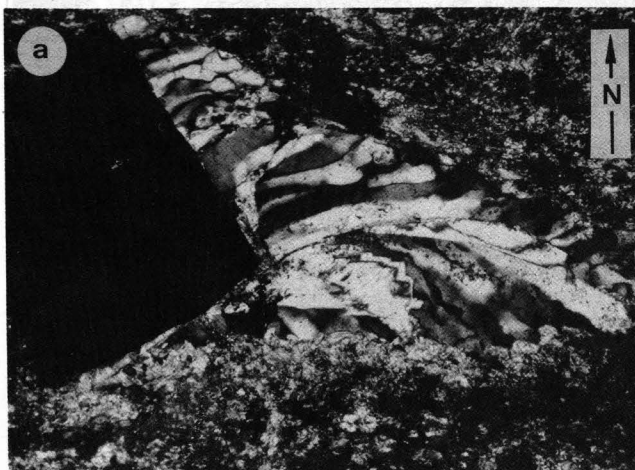


Abb. 17.

Inkrementale Strainverteilung in der Schöckldecke.

- a) Druckschatten aus der Schöckldecke (Arzberg-Formation bei Peggau) im X-Y Schnitt. Gekreuzte Nicols, lange Bildkante \approx 1 mm. Man beachte die geringe Änderung der Streckungsrichtung von WNW auf WSW.
 b) Interpretation von Abb. 17a.

Bei antiaxialen Faserwachstum sind die externen Anteile von Druckschatten (GL = Glimmer, QU = Quarz) zugleich auch die Ältesten. Die inkrementale Änderung der Streckungsrichtung ist durch den Pfeil angedeutet (Richtung WNW-ESE im älteren Streckungsinkrement, Richtung WSW-ESE im jüngeren Streckungsinkrement). Im kleinen Bild ist die Änderung der inkrementalen Strainwerte (e_i) gegen über der Streckungsrichtung in 20°-Intervallen angegeben.

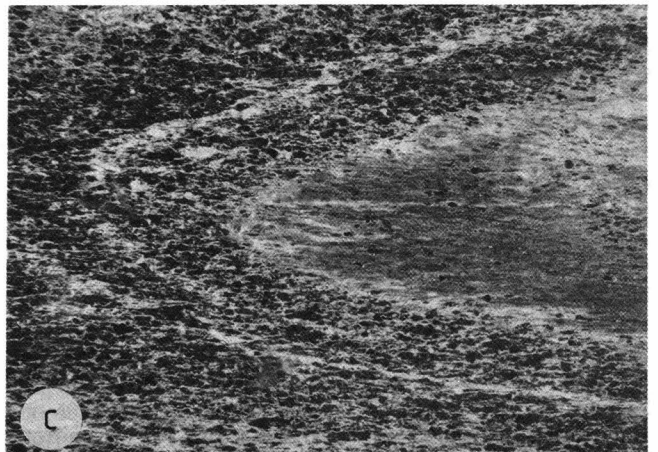
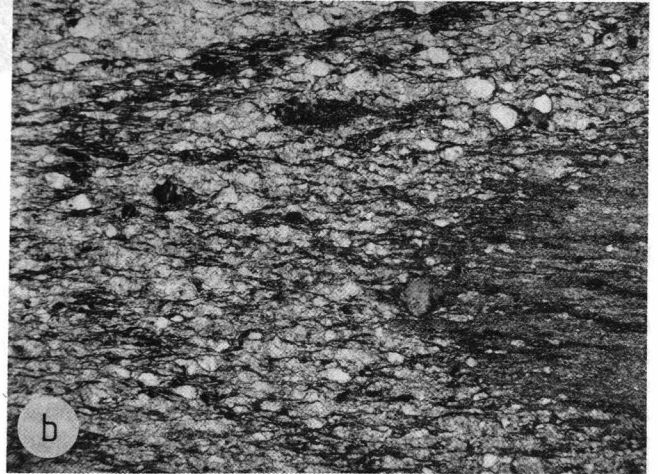
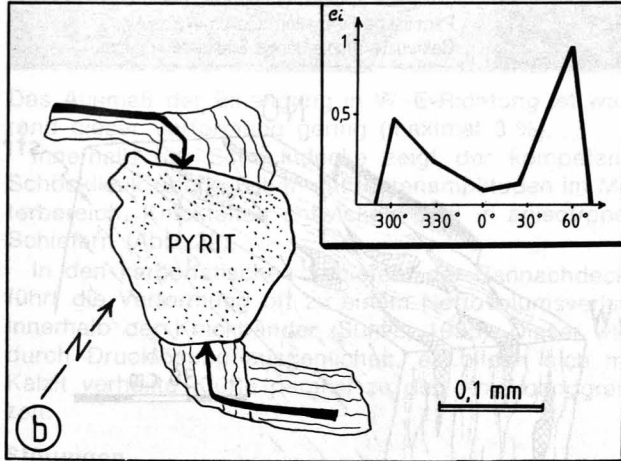
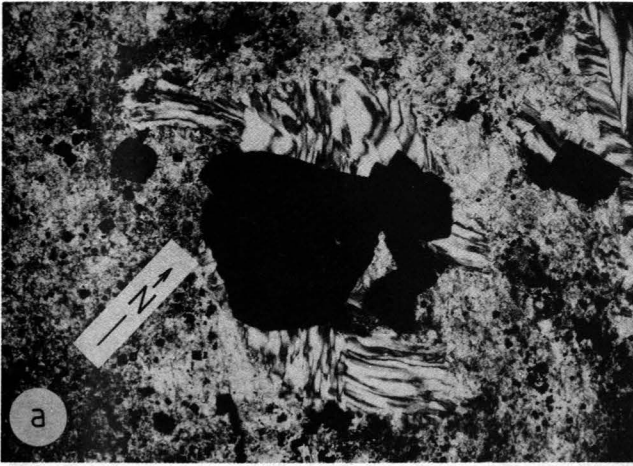


Abb. 18.
Inkrementale Strainverteilung in der Rannachdecke.
 a) Syntektonische Druckschatten im X-Y-Schnitt (parallel zur Schieferung) belegen die progressive Änderung der Streckungsrichtung in der Rannachdecke von NE-SW auf SE-NW. Parmaseggformation südlich von Waldstein.
 Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 1 mm.
 b) Interpretation von Abb. 18a.
 Die Quarzfasern im Druckschatten von Pyrit spiegeln die Dehnungsgeschichte wieder. Die älteren Fasern sind in den Externbereichen des Druckschatten, die jüngsten nahe am Pyrit (antiaxiales Wachstum). Die inkrementale Änderung der Streckungsrichtung ist durch den Pfeil angedeutet (Richtung NE-SW im älteren Streckungsinkrement, Richtung NW-SE im jüngeren Streckungsinkrement). Im kleinen Bild ist die Änderung der inkrementalen Strainwerte (e_i) gegenüber der Streckungsrichtung in 30° -Intervallen angegeben.

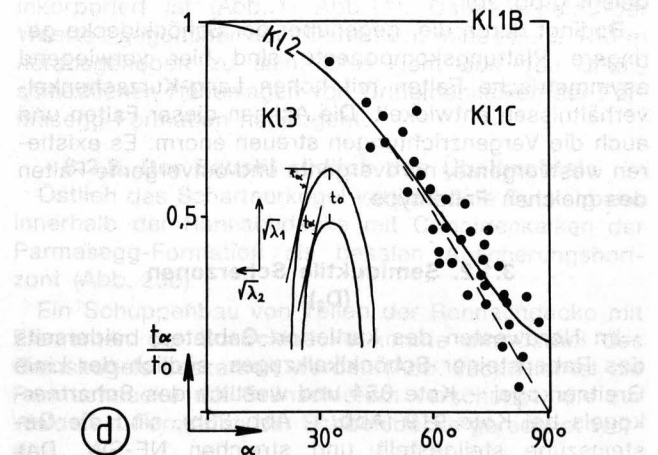


Abb. 19.
 D_2 -Falten der Schöckldecke.
 a) Kongruente Falten (D_2) der Faltenklasse 2 (RAMSAY, 1967) verfallen die metamorphe Bänderung im Schöcklkalk (westlich Peggau).
 b,c) In pelitischen bis psammitischen Gesteinen ist in den Scheitelbereichen dieser kongruenten Falten eine Achsenflächenschieferung entwickelt.
 Arzberg-Formation bei Peggau.
 b: parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
 c: gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 10 mm.
 d) Die duktile Formveränderung der D_2 -Falten wurde nach der Methode von RAMSAY (1967) ermittelt. SammelploTT eigener Daten und Daten von AGNIOLI (1987).
 $\sqrt{\lambda_1/\lambda_2} = 0,16$. Dies entspricht einem Achsenverhältniss der Hauptachsen der Strainellipse von $\approx 6:1$.

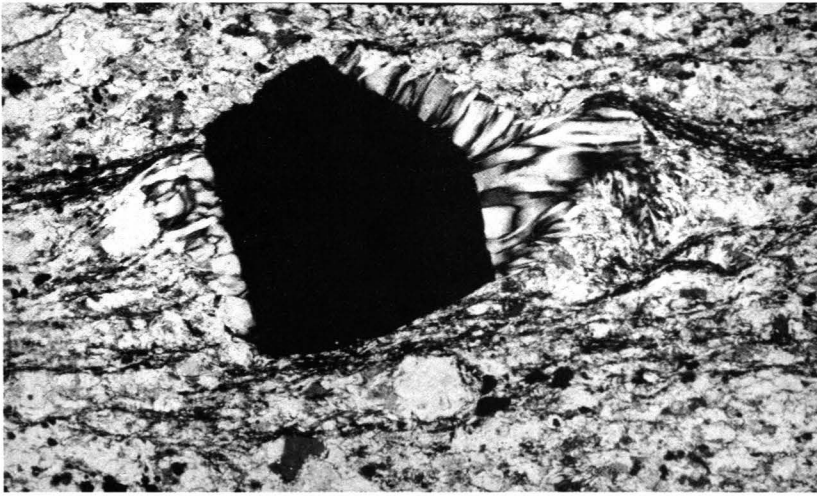


Abb. 20. Asymmetrischer Druckschatten aus der Rannachdecke im Y-Z-Schnitt (Normal zu Schieferung und Streckungslineation) belegt Scherverformung gegen NW (Halbpfel in Scherrichtung) während D_2 . Parmasegg-Formation südlich Waldstein. Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 1 mm.

prägung. Das Kalk-Mergel-Member ist sehr ähnlich entwickelt wie die Schwarzschiefer der Arzberg-Formation innerhalb der Schöckldecke und zeigt auch sehr ähnliche Strukturen. In diesen feinkörnigen Sedimenten ist Drucklösung der Hauptdeformationsmechanismus, Druckschatten um Pyrit sind die häufigsten Streckungsindikatoren. In den schwer verformbaren Dolomiten des liegenden Dolomit-Member ist diese Deformation nicht kornprägend, Spannung wird über spröde Strukturen abgebaut, und Dehnungsgänge und Scherung an diskreten Flächen bestimmen das Erscheinungsbild (Abb. 16a,b). Im Plattenkalk-Member schließlich sind gestreckte Fossilreste und intrafoliale Falten Kriterien für Versatzrichtung und Versatzzsinn.

Im Gegensatz zur Schöckldecke sind zwei Streckungsrichtungen bei inkrementalen Strainuntersuchungen in X-Y-Schnitten beobachtbar (Abb. 18a,b). Der finite Strain, ermittelt an Druckschatten um Pyrit im Kalk-Mergel-Member ist generell geringer als in den Scherzonen von vergleichbaren Gesteinen der Schöckldecke. Die Verformungsintensität ist entlang der Dekkengrenzen am höchsten.

Analysen des inkrementalen Strain in X-Y-Schnitten (Abb. 18a,b) belegen progressive Änderung der Streckungsrichtung um etwa 90° , von SW (D_1) auf NW (D_2). Dabei wird die Deformationsgeometrie (ebene Verformung) im Gegensatz zur Schöckldecke beibehalten. Schersinnkriterien belegen rotationale Deformationskomponente mit westgerichtetem Versatz. Seltener ist NW-Transport durch Scherkriterien in Y-Z-Schnitten belegt (Abb. 20).

Bedingt durch die, gegenüber der Schöckldecke geringere Plättungskomponente sind hier vorwiegend asymmetrische Falten mit hohen Lang-Kurzschenkelverhältnissen entwickelt. Die Achsen dieser Falten und auch die Vergenzrichtungen streuen enorm. Es existieren westvergente, nordvergente und ostvergente Falten des gleichen Faltenstyps.

3.1.2. Semiduktile Scherzonen (D_3)

Im Nordwesten des kartierten Gebietes, beiderseits des Rabensteiner Schöcklkalkzuges, südlich der Linie Greitnerkogel – Kote 854 und westlich des Scharnerkogels bei Kote 919 (Abb. 1, Abb. 23b), sind die Gesteinszüge steilgestellt und streichen NE-SW. Das

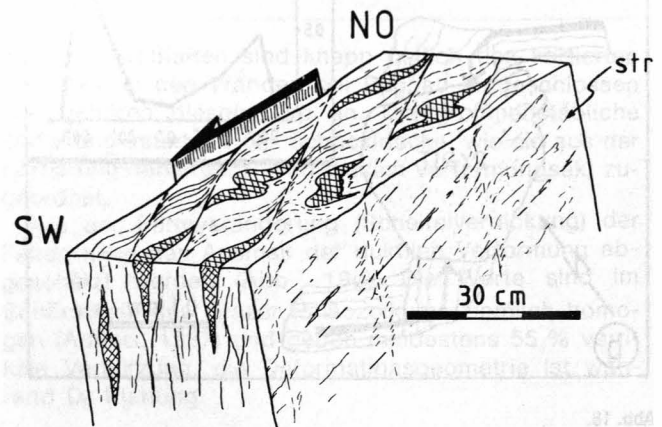


Abb. 21. Aufschlußskizze einer semiduktilen, steilstehenden Scherzone innerhalb der Schöckldecke (Waldstein-Formation) südlich des Greitnerkogels. Ältere Quarz/Karbonatgänge (Kreuzschraffur) werden entlang weitständiger Scherflächen sinistral zerschert (Pfeil gibt Scherrichtung an).

Streckungslinear liegt in diesen Zonen parallel zur Streichrichtung. Teilweise ist ein weitständiges, kühleres Schergefüge erhalten und belegt den Blattverschiebungscharakter dieser Zonen (Abb. 21). Dabei wurden die, während der penetrativen Deformation gebildeten Strukturen überprägt. Drucklösung während der vorangegangenen Deformationen (D_1 , D_2) führte zu diffusivem Massentransport und zur Bildung von Quarz- bzw. Quarz-Karbonatgängen. Diese Gänge wurden während der Blattverschiebung zerschert und stufen diese daher als jünger als D_1 , D_2 ein. Der Schersinn ist sinistral.

3.1.3. Sprödverformung (D_4)

Unter diesem Begriff werden Verformungen zusammengefaßt, die das Korngefüge nicht prägen, also Störungen, Klüfte, aber auch Falten.

Falten

In Abhängigkeit von den, während der vorangegangenen Verformungen geschaffenen Anisotropien werden offene, parallele Falten oder Knickfalten gebildet. Flachliegende B-Achsen sind N-S-orientiert, die Faltenvergenz ist zumeist bipolar (ostvergent und westvergent), die Achsenebenen der Falten sind konjugiert.



Abb. 22.
Knickfaltung in hochanisotropen Grünschiefern der Rannachdecke.

Das Ausmaß der Einengung in W-E-Richtung ist während dieser Verformung gering (maximal 3 %).

Innerhalb der Schöckldecke zeigt der kompetente Schöcklkalk offene Falten mit Faltenamplituden im Meterbereich, Knickfalten entwickeln sich in anisotropen Schiefen (Abb. 22).

In den karbonatischen Schiefen der Rannachdecke führt die Verformung oft zu einem Nettovolumsverlust innerhalb der Knickbänder (SUPPE, 1985). Dieser wird durch Drucklösung ausgeglichen, es bilden sich mit Kalzit verheilte Klüfte parallel zu den Knickbandgrenzen.

Störungen

Aus dem Kartenbild geht hervor, daß N-S- und W-E- bis NE-SW-streichende Störungen den größten Einfluß auf den Bau des Gebietes haben. So sind in die Störungszone westlich des Peggauer Schöcklkalkzuges, die Schöcklkalk von Arzberg-Formation trennt, Elemente der Rannachdecke inkorporiert. NE-SW-streichende Störungen bewirken vor allem in der Rannachdecke unterschiedliche Heraushebung einzelner Blöcke. Kinetische Untersuchungen an den Störungszonen sind in Planung.

3.2. Deckenbau

Anhand dreier Profile (Abb. 23a,b,c) sollen meine Vorstellungen zum Bau dieses Gebietes erläutert werden. Die Orientierung der Profile wurde parallel zur Orientierung der dominanten Streckungslineation gewählt, dies entspricht der Richtung des angenommenen tektonischen Transports während der Deckenstapelung. Die Argumente für diese Annahme werden in Kapitel 3.3 diskutiert. Nördlich des Übelbachtals ist dies ein W-E-Schnitt, südlich des Übelbachtals wurde eine Profilage in NW-SE-Richtung gewählt. Hier tritt das NW gerichtete Streckungslinear häufiger auf.

3.2.1. Der Baustil nördlich des Übelbachtals

Die Rannachdecke liegt zumeist in Schollen über verschiedenen Gesteinen der Schöckldecke, Abscherungshorizont sind die duktilen Kalke und Schiefer der Parmasegg-Formation. Dabei scheint die Deckenbahn zu klettern, im Westen des Kartiergebietes werden höhere stratigraphische Niveaus angeschnitten. Schicht-

verdoppelungen treten im basalen Anteil der Rannachdecke südlich des Parmaseggkogels auf (Abb. 1, 23a).

Die Situation innerhalb der Schöckldecke ist weit komplexer. Nördlich des Übelbachtals treten die Schwarzschiefer der Arzberg-Formation und die Vulkanite der Waldstein-Formation über dem Schöcklkalkzug von Rabenstein auf. Dies wird als inverse Lagerung gedeutet.

Schon HERITSCH (1917) erkannte, daß Grünschiefer und Phyllite sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Schöcklkalks auftreten und bezeichnete diese als „Obere und Untere Schiefer“. Diese Lagerungsverhältnisse waren dann für CLAR (1935), BOIK (1951) und FLÜGEL (1961) Argumente für einen großmasstäblichen Faltenbau im Grazer Paläozoikum.

Weiters wird der Peggauer Schöcklkalkzug im Osten von Arzberg-Formation unterlagert. Bohrungen im Murtal östlich des Peggauer Schöcklkalkzuges (SEELMEIER, 1941, 1944) haben im Liegenden der Arzberg-Formation wiederum Schöcklkalk und darunter Schwarzschiefer angetroffen (Abb. 23a). Dies belegt die Existenz einer aufrechten Schuppe im Liegenden der Arzberg-Formation. Fraglich ist ob dunkle Kalke und Schwarzschiefer an der Basis der erbohrten Folge als Kalkschiefer (im Sinne einer lithotektonischen Einheit) angesprochen werden können.

Im Westen wird der Peggauer Schöcklkalkzug von einer Störung begrenzt. Diese Störung scheint von größerer regionaler Bedeutung zu sein, da Parmasegg-Formation der Rannachdecke in diese Störungszone inkorporiert ist (Abb. 1; Abb.11). Dabei scheint der Westteil gegenüber dem Ostteil um mindestens 150 m herausgehoben zu sein. Dies geht aus den unterschiedlichen Höhenlagen von Crinoidenkalken der Parmasegg-Formation hervor.

3.2.2. Der Baustil südlich des Übelbachtals

Östlich des Schartnerkogel verläuft eine Deckenbahn innerhalb der Rannachdecke mit Crinoidenkalken der Parmasegg-Formation als basalen Abscherungshorizont (Abb. 23b).

Ein Schuppenbau von Teilen der Rannachdecke mit Elementen der Schöckldecke konnte am Ostfuß des Gamskogels auskartiert werden (Abb. 23c). Hier ist die Rannachdecke mit Grünschiefern verschuppt, die zur Waldstein-Formation der Schöckldecke gerechnet werden.

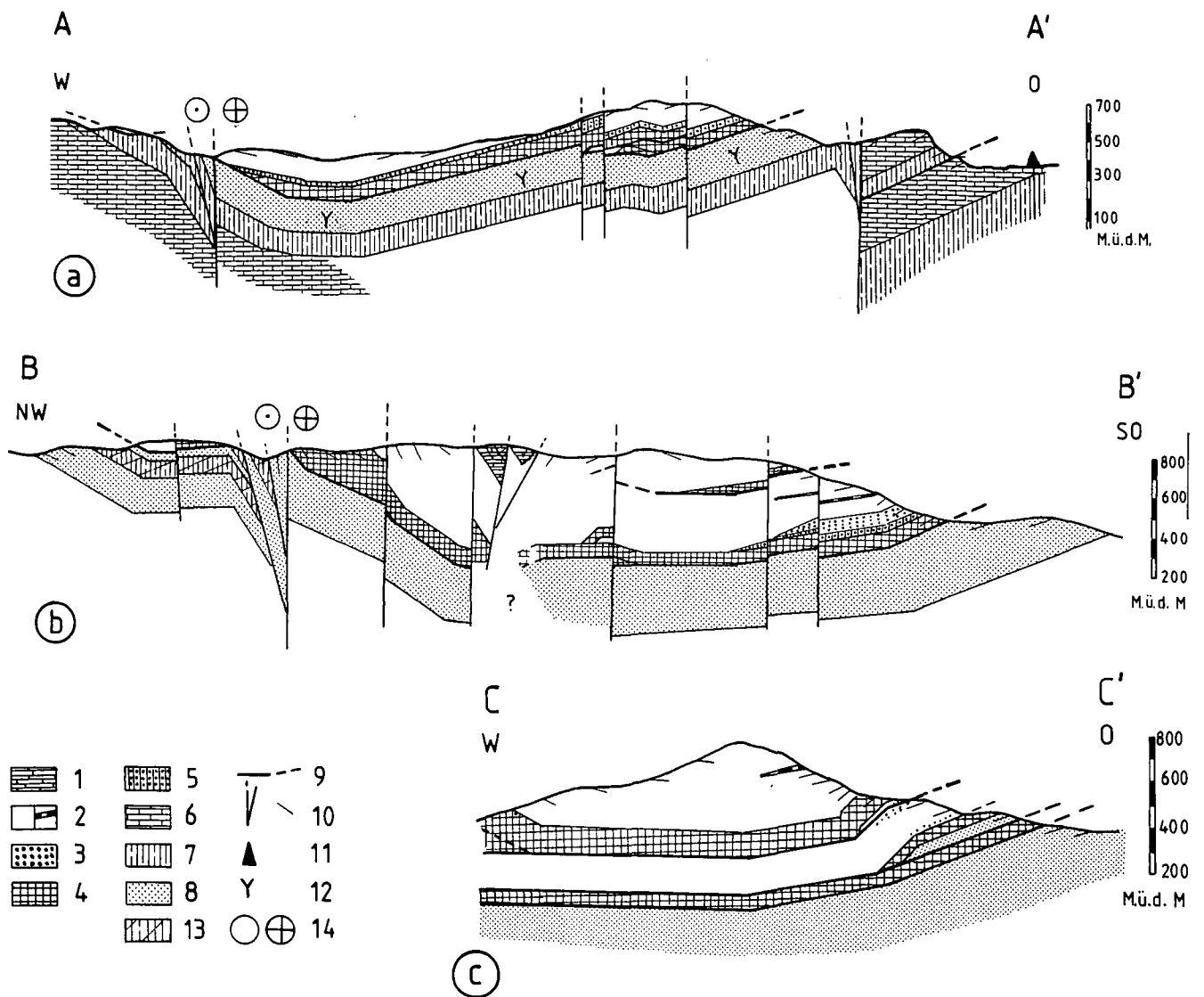


Abb. 23.
Profile nördlich (a) und südlich des Übelbachtals (b,c).
Die Lage der Profile geht aus Abb. 11 hervor.

1 = Barrandei-schichten; 2 = Dolomitsandstein-Formation mit Kalk-Tuffmember und Quarzarenit (3); 4 = Plattenkalkmember und Siltsteinmember (5) der Parmasegg-Formation; 6 = Schöcklkalk; 7 = Arzberg-Formation; Metavulkanite (8) und Karbonattuffite (13) der Waldstein-Formation; 9 = Deckengrenze; 10 = Blattverschiebungszonen; 11 = Bohrpunkt im Murtal; 12 = inverse Lagerung; 14 = Bewegungssinn bei Blattverschiebungen (linkes Symbol, Bewegung zum Betrachter; rechtes Symbol, Bewegung vom Betrachter weg).

Die Profile wurden zur Bilanzierung der Überschiebungsweiten und zur Berechnung der prozentuellen Verkürzung herangezogen.

Im Bereich westlich des Schartnerkogels fällt einerseits die Steilstellung der Schiefererrien der Schöckldecke auf (Abb. 11, Abb. 23b) und andererseits die unterschiedlichen Höhenlagen der Deckengrenzen auf sehr kurze Distanz. Bei Kote 845 liegt die Überschiebungsbahn auf 800 Meter ü.d.M., knapp 1 km südöstlich, im Stübinggraben, liegt sie auf 450 Meter ü.d.M.. Weiters sind bei Kote 919 die hangendsten Anteile der Rannachdecke (Barrandei-Schichten) tief eingefaltet bzw. eingeschleppt (Abb. 1, Abb. 11, Abb. 23b).

3.3. Interpretation der Strukturabfolge

Das ausgeprägte Streckungslinear mit der langen Achse des Strainellipsoids parallel zur Streckungsrichtung, die „plane strain“-Geometrie und die rotationale Deformationskomponente legen nahe, daß die Dek-

kentransportrichtung in beiden Decken mit der Streckungsrichtung gleichzusetzen ist. Schersinnkriterien belegen Transport des Hangenden gegen West. Die penetrativen Deformationen (D_1 , D_2) werden für die Deckenstapelung in diesem Raum verantwortlich gemacht. Dabei unterlagen Rannachdecke und Schöckldecke in der ersten Phase der gleichen Kinematik, in einem späteren Bewegungssinkrement unterliegt die Schöckldecke einer stärkeren Plättung.

Rotationale Deformation führte während D_1 in beiden Decken zu westgerichteter Stapelung, es dominieren Bedingungen der einfachen Scherung. Die Deckenimbrikation wird während D_2 unter geänderten Richtungen weitergeführt, die Stapelung ist nun N bis NW gerichtet. In der höheren Decke (Rannachdecke) wird die Deformationsgeometrie beibehalten (einfache Scherung), in der tieferen Deckengruppe (Schöckldecke) führt erhöhte Plättung zu passiver Amplifikation der asymmetrischen Falten. Es bilden sich kongruente Iso-

klinalfalten. Dieses Modell der passiven Verstärkung (Plättung) von Scherstrukturen nehmen RAMSAY (1989) und DIETRICH & CASEY (1989) für die helvetischen Decken der Westschweiz an.

Blattverschiebungen (D_3) sind ein wesentliches Bauelement in diesem Gebiet. Die lokale Steilstellung der Schieferserien der Schöckldecke und der Barrandei-Schichten der Rannachdecke wird damit in Zusammenhang gebracht (Abb 23b).

Ost-West-gerichtete Einengung (D_4) führt zu offenen Falten bzw. Knickfalten in anisotropen Lithologien. Diese Strukturen prägen den Großbau des Gebietes nur mehr unwesentlich. Die flache Einmündung im Bereich des Parmaseggkogels könnte ein Produkt dieser Verformung sein.

Die Muldenform am Parmaseggkogel und Schartnerkogel ist aber nicht zwingend das Resultat eines Kompressionsereignisses nach der Deckenstapelung (D_4). Die Morphologie von Deckgebirgsdecken wird in höchstem Maße von geometrischen Faktoren, wie Überschiebungsweiten, Anzahl und räumlicher Anordnung der Teildecken gesteuert (BOYER & ELLIOTT, 1982). So ist es durchaus denkbar, daß der Muldenbau ein geometrischer Ausdruck von Duplexstrukturen im Untergrund, also Resultat der Deckenstapelung ist (vergleiche Kapitel 3.4 und 3.5).

3.4. Interpretation der Profile

Ein Glätten der Profile (WOODWARD et al., 1989) ist nicht möglich, da zahlreiche dafür notwendige Bedingungen nicht erfüllt sind: Durch die mehrfache strukturelle Überprägung bei geänderten Hauptspannungsrichtungen gibt es Materialtransport aus der Profillinie heraus, somit ist es unmöglich nur einen Bewegungsvektor festzulegen. Weiters kann durch die heterogene duktile Verformung nicht von einer Längenkonstanz ausgegangen werden.

Um Hinweise auf Deckengeometrie und Deckentransportweiten zu erhalten, wurden bei der Konstruktion der Profile die einzelnen Schichtglieder trotzdem wie starre Blöcke behandelt und die duktile Deformation nicht berücksichtigt. Dem Autor ist bewußt, daß dadurch Überschiebungsweiten überschätzt werden.

3.4.1. Profil nördlich des Übelbachtals

Bei herkömmlichen Deckgebirgs-Deckenmodellen („thin-skinned tectonics“) werden lithotektonische Einheiten als rigide Blöcke ohne maßgebliche Interdeformation betrachtet. Diese Modelle sehen zwar lokale Überkippungen an der Deckenstirn vor, großmaßstäbliche Schichtinversionen, wie sie innerhalb der Schöckldecke nördlich des Übelbachtals existieren, sind jedoch schwer zu erklären. Duktile passive Verstärkung dieser Stirnfalten, wie sie ja für die Schöckldecke nachgewiesen ist, muß gefordert werden, um größere Inversitäten zu erzeugen.

Ein Modell, das Scherung an diskreten Flächen mit duktiler Interdeformation kombiniert, schlagen RAMSAY & HUBER (1987) und, in etwas abgewandelter Form DIETRICH & CASEY (1989), für die tektonische Entwicklung der helvetischen Decken der Schweiz vor. Schichtinversion mit extrem langen, ausgedünnten inversen Schenkeln wird auf Scherung und Ausquet-

schung zwischen zwei weniger verformbare Blöcke gedeutet. Ein ähnliches Modell könnte für die Schöckldecke in Frage kommen. Der Schöcklkalk von Rabenstein wäre somit ein inverser Schenkel, der zwischen den starren Dolomiten der Rannachdecke im Hangenden und einem unbekanntem Block im Liegenden ausgedünnt wurde.

Schwierigkeiten bereitet allerdings das Fehlen des aufrechten Schenkels in diesem Profil. Dolomite und Kalke der Rannachdecke sind in aufrechter Lagerung direkt auf inverse Schöckldecke aufgeschoben. Akzeptiert man das oben beschriebene Modell der Extrusionstektonik von DIETRICH & CASEY (1989), so müßte der aufrechte, ausgequetschte Schenkel des Schöckldecke abgesichert sein.

Ob die Schöcklkalkzüge von Peggau und Rabenstein unter der Mulde des Parmasegg zu verbinden sind ist fraglich, da eine tiefgreifende Störung den Peggauer Schöcklkalkzug von den weiter westlich gelegenen Schwarzschiefern der Arzberg-Formation trennt.

Wenig Schwierigkeiten bereitet die Interpretation des, in Bohrungen im Murtal nachgewiesenen Schuppenbaus im Osten des Peggauer Schöcklkalkzuges (Abb. 23a). Diese Imbrikation könnte ein Effekt des Transports der Rannachdecke auf die Schöckldecke sein.

Die Rannachdecke bildet im Norden des Übelbachtals eine sehr einfache Mulde im Hangenden der Schöckldecke. Einzige Komplikation ist eine Schichtverdoppelung von Parmasegg-Formation und Dolomitsandstein-Formation südlich des Parmaseggkogels. Diese Situation wird als kleinräumige Verschuppung (Abb. 23a) an der Basis der starren Dolomite gedeutet („snake head“-Struktur; HATCHER, 1990).

3.4.2. Profil südlich des Übelbachtals

Parmasegg-Formation als Abscherungshorizont belegt Überschiebungen innerhalb der Rannachdecke. Schichtverdoppelungen konnten sowohl im Osten des Gebietes, im Bereich Schartnerkogel – Gamskogel, als auch im Stübingtal südlich der Kote 919 auskartiert werden (Abb. 11). Die Dolomite verhalten sich bei dieser Verformung als starre Blöcke ohne duktile Interdeformation. Dies mag die Ursache dafür sein, daß großmaßstäbliche Inversionen in diesem Schichtglied der Rannachdecke nicht auftreten.

Daß Elemente der Rannachdecke nicht ausschließlich im Hangenden der Schöckldecke auftreten, belegt die Verschuppung von Parmasegg-Formation der Rannachdecke mit Grünschiefern der Schöckldecke im Südosten des Gebietes (Abb. 11). Hier, wo der Schuppenbau am kompliziertesten ist, sind die besten Voraussetzungen zur Rekonstruktion der Deckengeometrie gegeben.

Auffallend ist, daß alle Deckenbahnen in Richtung des tektonischen Transports, also gegen Westen geneigt sind (Abb. 32b,c). Diese Struktur einer gegen das Vorland gerichteten Verschuppung („foreland dipping duplex“) bedingt einige geometrische Implikationen.

Die Geometrie einer Duplexstruktur reflektiert das Verhältnis zwischen Deckentransport entlang einer Deckenbahn und dem Abstand zur nächst jüngeren Deckenbahn wieder. Eine „foreland dipping duplex“ bildet sich nur wenn die Deckentransportweite entlang der aktuellen Deckenbahn größer ist als der Abstand zur nächsten Deckenbahn (BOYER & ELLIOTT, 1982).

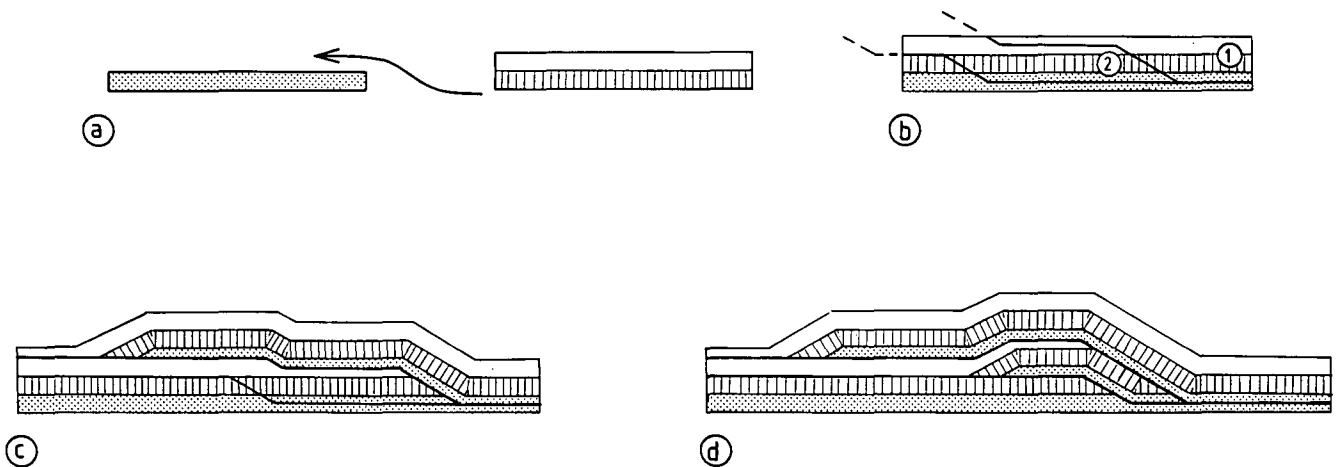


Abb. 24.
Geometrische Simulation der Deckenstapelung für das Profil C-C' aus Abb. 23c.
Buchstaben a bis d geben die Reihenfolge der Stapelungsakte wieder.

- a) Stapelung von Rannachdecke auf Schöckldecke.
b) Lage zukünftiger Deckenbahnen und Reihenfolge der Imbrikationen (1,2).
c,d) Vorwärts progredierende Decken erzeugen „foreland dipping duplex“ Struktur.

Das 3-Schichtmodell entspricht folgender Schichtfolge: Punktsignatur = Metavulkanite der Schöckldecke; Vertikalschraffur = Parmasegg-Formation der Rannachdecke; ohne Signatur = Dolomitsandstein-Formation.

Dies ist in diesem Gebiet sicher der Fall, schon allein die großen Überschiebungsweiten an der Basis der Rannachdecken sprechen dafür. Weiters bedingt dies auch, daß die jeweils nächste Deckenbahn in Richtung der Deckentransportrichtung eingeschaltet wird.

Ein schematisches Modell für die Deckengeometrie und die Reihenfolge der Deckenstapelungen ist in Abb. 24 dargestellt. Die Entwicklungsgeschichte bis zum Deckenstapel, wie er heute aufgeschlossen ist, ist in einem Dreischichtmodell geometrisch simuliert. Die Reihenfolge der Buchstaben a–d entspricht den Stadien der Stapelung. Die drei Schichten entsprechen der Waldstein-Formation der Schöckldecke (gepunktet), der Parmasegg-Formation der Rannachdecke (strichliert) und der Dolomitsandstein-Formation.

Sehr schön ist bei dieser Simulation (Abb. 24) und auch bei den Profilen (Abb. 23a,b) das Ansteigen der Deckengrenzen gegen Westen in stratigraphisch höhere Schichtglieder zu sehen. Dies ist ebenfalls Argument für den nach West gerichteten Deckentransport.

Dieses Modell (Abb. 24) erklärt allerdings nicht die großmaßstäblichen Schichtinversionen innerhalb der Schöckldecke.

Etwas komplexer ist die Situation am NW-Rand des Kartenausschnittes. Die Steilstellung der Schieferserien der Schöckldecke und der sprunghafte Anstieg der Deckengrenze von etwa 450 Meter auf 800 Meter werden mit der Blattverschiebung in diesem Raum in Verbindung gebracht. Soweit nachgewiesen ist der Versatzsinn sinistral. Diese Blattverschiebung, gekoppelt mit einer geringen Vertikalkomponente, erzeugt nach oben gebogene, konvexe Störungsflächen („flower structure“, z.B. MANDL, 1988) (Abb. 23b, Abb. 25). Transpressive bzw. transtensive Bewegungen entlang steilstehender Scherzonen prägen deutlich den Internbau des Grazer Paläozoikums. Dadurch werden regionale Anordnungen, die das Produkt der älteren Strukturprägungen sind, zerstört und das Auflösen des älteren Deckenbaus erschwert.

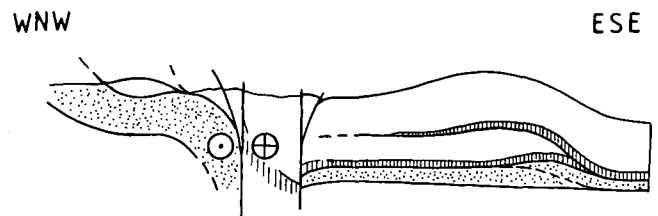


Abb. 25.
Schema der Strukturentwicklung dieses Gebietes im WNW-ESE-Schnitt. Auf den Stapelungsprozess (D_1 , D_2) folgt sinistrale Scherung entlang steiler Scherzonen. Punktsignatur = Schöckldecke; Vertikalschraffur = Parmasegg-Formation; ohne Signatur = Dolomitsandstein-Formation. Kreise deuten Versatzsinn an den Scherzonen an. Kreis mit Punkt, sich nähernder Block; Kreis mit Kreuz, sich entfernender Block.

3.5. Deckentransportweiten

Um Aussagen über die Transportweiten treffen zu können, sind zwei methodische Ansätze denkbar.

- Zum einen kann die duktile Versatzweite aus den Mikrostrukturen hergeleitet werden. Bei Annahme von einfacher Scherung als Deformationsregime kann der Winkel zwischen Plättungs- und Scherebene in s-c-Gefügen, sowie, unabhängig davon, die finite Extension in den Scherzonen als Maß für den Scherbetrag genommen werden. Bei einfacher Scherung (simple shear) müssen die, aus den finiten Extensionen berechneten Scherbeträge mit denen aus den s-c-Gefügen übereinstimmen. In diesem Fall gibt es nur geringfügige, systematische Abweichungen der beiden Werte. Die Scherbeträge aus der finiten Extension sind geringfügig größer als die, aus den s-c-Flächen ermittelten. Dies wird als Kombination von Scherung mit koachsialer Deformation gedeutet, wobei die Scherverformung sicherlich dominant war.

Für eine Scherzone in der Arzberg-Formation östlich des Peggauer Schöcklkalkzuges wurde die Verteilung der Scherintensitäten in einem Profil durch die

Scherzone untersucht (Abb. 26). Die durchschnittlichen Scherstrainwerte (γ) an einzelnen Lokalitäten innerhalb der Scherzone (Pfeile in Abb. 26) wurden im Profil durch die Scherzone aufgetragen. Das ergibt eine Kurve mit der Verteilung von Scherstrainwerten von Scherzonenrand zu Scherzonenrand. Das Integral unter dieser Kurve gibt die Summe aller Einzelscherbeträge, also den Gesamtversatz für diese Scherzone an. Die Versatzweite ergibt sich aus der Formel

$$s = \int_0^x \gamma dx \quad (1)$$

s = Versatzweite; γ = Scherstrain; x = Mächtigkeit der Scherzone.

Bei einer Scherzonenmächtigkeit von 80 Metern ist die Überschiebungsweite etwa 640 Meter. Dies entspricht für diese Scherzone, am Ostfuß des Kugelstein, einer durchschnittlichen Scherverformung (γ) von 8,3. Der Versatzbetrag gilt für diese eine Scherzone, zwischen unterem und oberem Scherzonenrand. Der Gesamtbetrag der Scherung erhöht sich also wenn mehrere Scherzonen aktiv waren, was anzunehmen ist. Weiters ist dieser Wert ein Mindestbetrag für die duktile Verformung. Transport an diskreten Scherflächen unter spröden Bedingungen ist anzunehmen (FRITZ, 1989), ermöglicht weit größere Transportweiten und macht eine genaue Abschätzung der Deckentransportweiten aus Mikrostrukturen unmöglich.

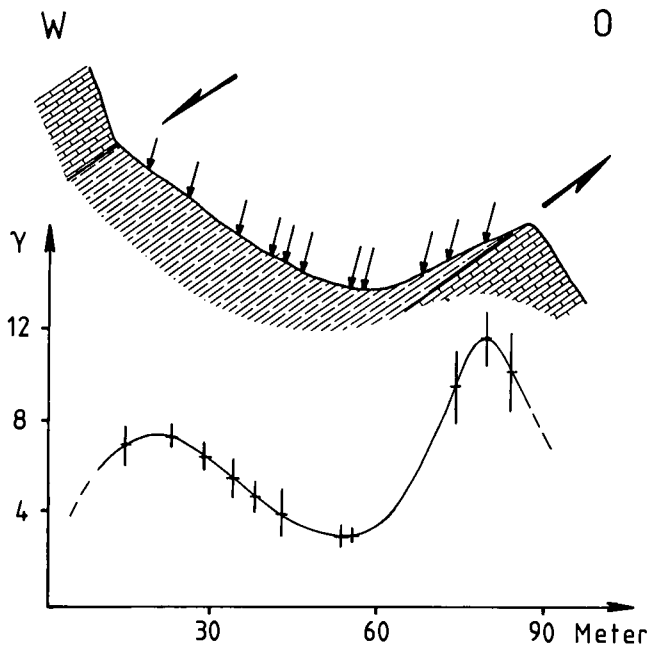


Abb. 26. Profil durch eine flache Scherzone innerhalb der Schöckldecke. Die Scherverformung γ ist gegen die Profilmeter aufgetragen. Vertikale Balken geben die Standartabweichung der Strainwerte an den verschiedenen Probenpunkten (Pfeile) an. Die heterogene Scherverformung nimmt gegen die lithologischen Grenzen, die Abscherungshorizonte bilden zu. Der Gesamtversatz an dieser Scherzone ergibt sich aus

$$s = \int_0^x \gamma dx$$

und beträgt etwa 640 Meter. Versatzsinn ist durch Pfeile angedeutet. Mauersegnatur = Schöcklkalk; Linien = Arberg-Formation.

- Als zweites kann man versuchen, Profile, die parallel zur Deckentransportrichtung orientiert sind, zu glätten. Aus den oben genannten Gründen (Kapitel 3.4) bringt auch dieses Verfahren bei duktiler Deformation nur Richtwerte. Zur ungefähren Abschätzung der Deckentransportweiten wurde trotz der limitierenden Faktoren eine Bilanzierung vorgenommen. Die prozentuelle Mindestverformung für die einzelnen Profile ergibt sich aus der Formel

$$\frac{(l - l_0)}{l_0} \times 100 = \text{Verformung [\%]} \quad (2)$$

l = deformierte Länge, l_0 = undeformierte Länge, negative Verformungswerte entsprechen prozentualer Verkürzung.

Für Profil A-A' (Abb. 23a) ergibt sich eine Mindesttransportweite von Rannachdecke auf Schöckldecke von etwa 3700 Meter. Die Verkürzung beträgt 51 %, dabei ist die Schichtverdoppelung aus der Überfaltung der Schöckldecke, die hauptsächlich Produkt duktiler Verformung sein dürfte, nicht mitgerechnet.

Für Profilabschnitt B-B' (Abb. 23b) beträgt die Verkürzung 52 %, dies entspricht einer Deckentransportweite von 5100 Metern.

Für Profil C-C' (Abb. 23c), das bezogen auf die Profillänge die intensivste Verschuppung zeigt, beträgt die Verkürzung 62 %.

Die Verkürzung ist generell also etwas über 50 %. Dies bedeutet, daß, abgesehen von der Schichtverdoppelung durch den Transport von Rannachdecke über Schöckldecke eine zusätzliche Verkürzung durch Internverschuppung und Duplexbildung gefordert werden muß.

4. Metamorphose und Alter der Deformationen

In den Grüngesteinen der Schöckldecke ist die Paragenese Aktinolith + Epidot + Albit + Chlorit + Quarz erhalten. Dies entspricht nach WINKLER (1979) der unteren Grünschieferfazies. Die beobachtete alpidische Strukturprägung setzte in diesen Grüngesteinen am Höhepunkt der Metamorphose ein. Synkinematisch gesproßte Minerale (syn-D₁) in den Metavulkaniten der Schöckldecke sind Chlorit und Aktinolith.

In anderen Gesteinen sind Indikatoren für die Temperaturen während der Deformationen rar. Kern-Mantel-Strukturen von Quarz in gröberklastischem Material sind Hinweis auf beginnende dynamische Rekristallisation bei exponentiellem Fließen (z.B. LANGDON, 1985). Zunehmend kataklastisches Verhalten der Minerale legt retrograde Bedingungen bei der Strukturentwicklung von D₁ zu D₄ nahe.

In der Rannachdecke fehlen in diesem Gebiet weitgehend Grüngesteine, die für die Metamorphoseabschätzung signifikante Paragenesen führen könnten, gezielte Metamorphoseuntersuchungen in den Metapeliten wurden nicht durchgeführt. Aus dem Vergleich des rheologischen Verhaltens der gesteinsbildenden Minerale von Rannachdecke und Schöckldecke während der Verformungen muß für die Rannachdecke generell eine niedrigere Metamorphose angenommen werden. Gezielte Untersuchungen über Illitkristallinität und Vitritreflexion im Grazer Paläozoikum sind in Arbeit (HASENHÜTTEL & RUSSEGER, in Vorbereitung).

Die sedimentäre Entwicklung im Grazer Paläozoikum erlaubt nur eine sehr grobe Abschätzung des Alters der Deckenstapelung. Die paläozoische Schichtfolge endet im Westfal A (EBNER, 1980; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) und die sedimentäre Entwicklung setzt erst wieder im Santon (GRÄF, 1975) mit der Sedimentation der Gosau ein. Diese Sedimente überlagern diskordant einen älteren Deckenbau.

Ein thermisches Ereignis in alpiner Zeit ist durch FLÜGEL et al. (1980) durch Mischalter an Hellglimmern und an Gesamtgesteinsaltern nachgewiesen (Tab. 2).

Rb/Sr- und K/Ar-Untersuchungen kombiniert mit strukturellen Methoden (FRITZ & KRÁLIK, 1986; KRÁLIK & FRITZ, in prep; FRITZ, 1988) machen altalpidisches Alter (≈ 120 Ma) für die duktile Deckenstapelung im Grazer Paläozoikum sehr wahrscheinlich. In Tabelle 2 sind die Daten der verschiedenen geochronologischen Methoden und deren Ergebnisse aufgelistet.

Das Alter der NE-SW-streichenden Scherzonen mit Blattverschiebungscharakter kann über regionale Vergleiche abgeschätzt werden. Sinistrale Scherzonen mit dieser Orientierung grenzen einerseits das Grazer Paläozoikum zum Kristallin der Gleinalm ab und andererseits begrenzen sie die Gosaubecken. Gosausedimente sind bei Rothleiten in diese Störungszone inkorporiert (TSCHELAUT, 1984; NEUBAUER, 1988; FRITZ et al., in Druck). NEUBAUER & GENSER (1990) bringen die Beckenbildung der Gosau und diese Scherzonen in genetischen Zusammenhang, die Scherzonen müßten demnach gleich alt sein wie die jüngsten Sedimente der Gosau. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen (NEUBAUER & DALLMEYER, pers. Mitt.) an Amphibol sowie Rb/Sr-Datierungen von Biotit und Muskovit aus der Scherzone am W-Rand des Grazer Paläozoikums bestätigen diese Vermutung. Die Minerale ergaben ein Alter zwischen ≈ 100 Ma. und ≈ 80 Ma. Dies wird von NEUBAUER in NEUBAUER & FRANK

Tabelle 2.

Tabelle der geochronologischen Daten im Paläozoikum von Graz.

Autoren: ○ = FLÜGEL et al. (1980); ● = FRITZ, (1986); ▲ = KRÁLIK & FRITZ (in Vorbereitung).

EA bedeutet Überschußargon.

Lokalität	Methode	Mineral Korngröße [μm]	Alter [Ma]	Autoren
Hohe Deckengruppe				
Rannachdecke i.A.	K/Ar	Hellglimmer > 2	121 \pm 6	○
	K/Ar	Hellglimmer < 2	177 \pm 9	○
	K/Ar	Hellglimmer < 2	138 \pm 7	○
	K/Ar	Gesamtgestein	176 \pm 9	○
	K/Ar	Gesamtgestein	158 \pm 8	○
Rannachdecke Parmasegg-Formation	K/Ar	Hellglimmer < 2	157 \pm 12	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	163 \pm 14	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	155 \pm 11	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	166 \pm 14	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	179 \pm 14	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	190 \pm 15	●
	Rb/Sr	Hellglimmer < 2	120 \pm 35	▲
Gschwendtdecke (TSCHELAUT, 1984)	K/Ar	Hellglimmer < 2	192 \pm 10	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	200 \pm 10	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	192 \pm 10	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	238 \pm 14	●
Tiefe Deckengruppe				
Schöckldecke s.l.	K/Ar	Hellglimmer < 2	98 \pm 5	○
	K/Ar	Biotit	106 \pm 6	○
Schöckldecke s.str. Arzberg-Formation	K/Ar	Hellglimmer >80	116 \pm 7	●
	K/Ar	Hellglimmer >80	128 \pm 7	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	453 \pm 33	● EA
	K/Ar	Hellglimmer < 2	682 \pm 49	● EA
	K/Ar	Hellglimmer < 2	530 \pm 41	● EA
	Rb/Sr	Hellglimmer < 2	133 \pm 25	●
	Rb/Sr	Hellglimmer < 2	129 \pm 21	●
	Rb/Sr	Hellglimmer >80	331 \pm 24	▲
	Rb/Sr	Hellglimmer >80	357 \pm 28	▲
	Rb/Sr	Hellglimmer >80	346 \pm 23	▲
	Rb/Sr	Hellglimmer >80	349 \pm 19	▲

(1990) als rasche Abkühlung im Zuge des Aufstiegs des Gleinalmkristallins gedeutet. Akzeptiert man die Korrelation der Blattverschiebungen im Grazer Paläozoikum mit der Scherzone am Kristallinrand so muß auch für diese Scherzonen ein ähnliches Alter angenommen werden.

5. Diskussion

Aus der Kenntnis dieses Raumes und der benachbarten Gebiete im Paläozoikum von Graz kann versucht werden, eine Entwicklungsgeschichte von der altpaläozoischen Sedimentation bis zur alpidischen Orogenese zu entwerfen.

Die Sedimentationsgeschichte in diesem Raum spiegelt die unterschiedlichen bathymetrischen Bedingungen für Schöcklgruppe und Rannachgruppe im Zeitraum Obersilur bis Mitteldevon wieder, Faziesverzahnungen existieren in kleinerem Maßstab aber auch innerhalb der Decken. In beiden Ablagerungsräumen nimmt der vulkanogene Einfluß im Obersilur ab (NEUBAUER, 1991) und die Ablagerungsbedingungen werden gegen das Mitteldevon hin zunehmend flachmarin. Zunehmende Faziesangleichung gegen das Mitteldevon hin schließen die sedimentäre Entwicklung in diesem Raum ab.

Der schwach alkalische, basische Vulkanismus wird als Intraplattenvulkanismus (KOLMER, 1978; LOESCHKE, 1988; WEBER, 1990) im Zusammenhang mit silurischer Extensionstektonik gedeutet (FRITZ & NEUBAUER, 1988). Die unterschiedlichen bathymetrischen Ablagerungsbedingungen von Schöcklgruppe und Rannachgruppe können auf großmaßstäbliche Schollenrotationen (NEUBAUER, 1989) während der Bildung eines passiven Kontinentalrandes gedeutet werden. Diese Obersilur/Unterdévonentwicklung ist typisch für große Teile des oberostalpinen Deckenstapels (FRITZ & NEUBAUER, 1988; SCHLAMBERGER, 1988; HEINISCH, 1988; LOESCHKE, 1989).

Die variszische Orogenese hinterließ nur wenig Spuren, alle penetrativen Strukturprägungen in diesem Raum sind auf alpidische Tektonik zurückzuführen. Da im Paläozoikum von Graz überdies Flachwassersedimentation bis ins Oberkarbon (Schichten von Dult) nachgewiesen ist (z.B. EBNER, 1980), muß angenommen werden, daß dieser Raum in einer externen Position in Bezug zum variszischen Orogen gelegen hat.

Die alpidische Entwicklung ist geprägt von prägosauischer Kompressionstektonik mit progressiver Änderung der Deckentransportrichtung von West auf Nord. Dieser unterkretazische Verformungspfad ist im Oberostalpin weit verbreitet (RATSCHBACHER, 1986; RATSCHBACHER et al. 1989; FRITZ, 1988; NEUBAUER, 1987; NEUBAUER & GENSER, 1990; RING et al., 1989) und kann als Produkt transpressiver Kollision zwischen europäischer und adriatischer Platte gedeutet werden (RATSCHBACHER, 1986; NEUBAUER & GENSER, 1990).

Dabei blieb das Paläozoikum von Graz im alpidischen Orogen in einer Oberplattenposition über der Kompressionszone.

Die Kompressionstektonik wird schließlich von intrabis postgosauischer Extension abgelöst (NEUBAUER & GENSER, 1990; RATSCHBACHER et al., 1989; FRITZ et al., in Druck). Die Bildung der Nordost-Südwest-verlaufenden Scherzonen in diesem Gebiet stehen mit dieser Dehnung in ursächlichem Zusammenhang. Das junge Gebirge unterliegt nun einer generellen Ost-West-Dehnung und wird wieder abgetragen.

Dank

Die Daten stammen aus meiner Dissertation, die 1986 abgeschlossen wurde, und aus ergänzenden Begehungen in jüngerer Zeit. Für die Betreuung der Dissertation bedanke ich mich herzlich bei Herrn Prof. Dr. H.W. FLÜGEL. Für zahlreiche Diskussionen und das aufrichtige Interesse am Fortgang dieser Arbeit möchte ich Franz NEUBAUER danken. Besonders danke ich aber an meinen verstorbenen Freund Hannes GOLLNER der während meiner Dissertation unersetzliche Stütze in privaten und wissenschaftlichen Belangen war.

Literatur

- AGNOLI, F.: I. Geologie des Stross nordwestlich von Weiz. II. Paläomagnetische Untersuchungen im Permo-Mesozoikum östlich des Krappfeldes. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 144 S., Graz 1987.
- AIGNER, T.: Storm Depositional Systems. – Lecture Notes in Earth Sciences, 173 S., Heidelberg (Springer) 1985.
- ANGEL, F.: Waldsteinit, ein Na-metasomatischer, eisenerzdurchstäubter diabasisch-tonschieferiger Metatuffit aus der Steiermark. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt., 4, 440–453, Wien 1954.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P.: Orthogneis, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican shear zone. – J. Structural Geol., 1, 31–42, Amsterdam 1979.
- BEUTNER, E.C. & DIEGEL, F.A.: Determination of fold kinematics from syntectonic fibers in pressure shadows, Martinsburg Slate, New Jersey. – Amer. Journ. Science, 285, 16–50, New Jersey 1985.
- BOIGK, H.: Zum Bau der Grazer Decken. – Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 102, 247–271, Hannover 1951.
- BOYER, S.E. & ELLIOTT, D.: Thrust Systems. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 66/9, 1196–1230, Tulsa 1982.
- BROSCH, F.: -J: Kleintektonische Beobachtungen aus dem Plabutschunnel – Sondierstollen (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., 127, 525–549, Wien 1985.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V.: Volcanic successions modern and ancient. – 528 S., London (Allen & Unwin) 1987.
- CLAR, E.: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh., 74, 1–39, Stuttgart 1935.
- DEMME, W. & NOWY, N.: Scharnkerkogeltunnel – Baugeologie. – PORR Nachrichten, 77/78, 31–41, Wien 1979.
- DIETRICH, D. & CASEY, M.: A new tectonic model for the Helvetic nappes. – In: COWARD, M. P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): Alpine Tectonics. – Geol. Soc. Sp. Publ. No 45, 47–63, London 1989.
- DOTT, R. H. & BOURGEOIS, J.: Hummocky stratification significance of its variable bedding sequences. – Bull. Geol. Soc. Am., 93, 663–680, Boulder 1982.
- EBNER, F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 37, 275–305, Wien 1976.
- EBNER, F.: Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 69, 163–196, Wien 1978.
- EBNER, F.: Conodont localities in the surroundings of Graz/Styria. – Abh. Geol. B.-A., 35, 101–127, Wien 1980.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, 41, 45–65, Graz 1980.
- EBNER, F. & WEBER, L.: Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötschgraben (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 95–113, Graz 1978.
- EINSELE, G.: Limestone – Marl – Cycles (Periodites): Diagnosis, Significance, Causes – A Review. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and Event Stratification, 8–54, Heidelberg (Springer) 1982.

- EINSELE, G. & SEILACHER, A.: Paleogeographic Significance of Tempestites and Periodites. – In: EINSELE, G. & SEILACHER (ed.): Cyclic and Event Stratification, 531–563, Heidelberg (Springer) 1982.
- ETCHECOPAR, A. & MALAVIEILLE, J.: Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. – *J. Struct. Geol.*, **9**, 667–677, Amsterdam 1987.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. Österreich. Geol. Ges.*, **69**, 106–162, Wien 1978.
- FLÜGEL, H.: Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon und der Silur/Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – Prager Arbeitstag. Strat. Silur & Devon (1958), 115–121, Prag 1960.
- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes, 1. Aufl. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Joanneum*, **23**, 212 S. Graz 1961.
- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes, 2. Aufl. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Joanneum*, 288 S. Graz 1975.
- FLÜGEL, H., MAURIN, V. & NEBERT, K.: Zur Altersfrage von Schöckelkalk und Grenzphyllit im Grazer Paläozoikum. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1952**, 129–142, Wien 1952.
- FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, N. & FRANK, W.: Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 201–211, Wien 1980.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: STEIERMARK, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark, 1 : 20.000. – 127 S., Wien (Geol. B.-A.), Wien 1984.
- FLÜGEL, H. & SCHÖNLAUB, H.: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **63**, 142–148, Wien 1972.
- FRITZ, H.: Zur Geologie des nordwestlichen Grazer Paläozoikums (im Bereich Schartnerkogel – Parmaseggkogel). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 209 S., Graz 1986a.
- FRITZ, H.: Strukturprägung im zentralen Grazer Paläozoikum. – Bericht über die Arbeitstagung „Kristallingeologie und Strukturgeologie“ Graz 1986 (Abstract). – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 637, Wien 1986b.
- FRITZ, H.: Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern paleozoic of Graz (Eastern Alps). – *Geodinamica Acta*, **2/2**, 53–62, Paris 1988.
- FRITZ, H. & KRÁLIK, M.: Finite und Incremental Strain-Untersuchungen im Paläozoikum von Graz und Möglichkeit einer Deformationsdatierung. – 1. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, Tübingen 1986 (Abstract), 23–27, Tübingen 1986.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian Sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 359–367, Zürich 1988.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & WALLBRECHER, E.: Semiduktile und spröde Überschiebungstektonik in der Kalkschieferfolge des Grazer Paläozoikums (Ostalpen). – 2. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie TSK II, Erlangen 1988 (Abstract), 33, Erlangen 1988.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L.: Compression versus extension in the Paleozoic of Graz. – *Zentralbl. Geol. Paläont.*, 55–68, Stuttgart 1991.
- GOLLNER, H.: Die Geologie des Hochlantschstockes (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S., Graz 1983.
- GOLLNER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen und biostratigraphische Untersuchungen auf Blatt 134 Passail. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 292–293, Wien 1985.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **112**, 63–73, Graz 1982.
- GOLLNER, H. & ZIER, Ch: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 43–73, Wien 1985.
- GRÄF, W.: Abagerungen der Gosau von Kainach. – In: FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, 83–99, Graz 1975.
- GSELLMANN, H.: Zur Geologie am NE-Rand des Grazer Paläozoikums. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 210 S., Graz 1987.
- HAFNER, F.: Die Geologie der Hohen Rannach bei Graz (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 156 S., Graz 1983.
- HATCHER, R.D.: Structural Geology. Principles, Concepts, and Problems. – 531 S., Columbus (Merrill Publ.) 1990.
- HEINISCH, H.: Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 407–418, Zürich 1988.
- HERITSCH, F.: Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz II. Die geologische Stellung der Schichten mit *Helioilites Barrandei* in der Umgebung von Graz (mit Ausschluß des Hochlantschgebietes). – *Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **94**, 53–112, Wien 1917.
- HERITSCH, F.: Eine neue Stratigraphie des Paläozoikums von Graz. – *Verh. Geol. B.-A.*, 223–228, Wien 1927.
- HOLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhuth-Schieferserie. – *N. Jb. Geol. Mh.*, 201–224, Stuttgart 1970.
- HUBMANN, B.: Die Fazies der Barrandeikalke (Grazer Paläozoikum). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 243 S., Graz 1990a.
- HUBMANN, B.: Udotaceen (Grünalgen) aus dem Grazer Paläozoikum / Österreich (Barrandeikalke, Eifelium). – *Facies*, **22**, 147–158 Erlangen 1990.
- KOLMER, H.: Die Verteilung von Ti, Sr, Y, und Zr in spillitischen Gesteinen der Steiermark. – *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, **108**, 31–43, Graz 1978.
- LANGDON, T.G. (1985): Regimes of Plastic Deformation. – In: WENK, H.-R. (ed). – Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis, 219–232, London (Academic Press) 1985.
- LOESCHKE, J.: Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **118**, 95–105, Graz 1988.
- LOESCHKE, J.: Lower Paleozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – *Geol. Rdsch.*, **78**, 599–616, Stuttgart 1989.
- MANDL, G.: Mechanics of tectonic faulting. – *Developments in Structural Geology*, **1**, 407 S., Amsterdam (Elsevier) 1988.
- NEUBAUER, F.: Bericht 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail. – *Verh. Geol. B.-A.*, **77–79**, Wien 1984.
- NEUBAUER, F.: The Gurktal thrust system within the Austroalpine region – Some structural and geometrical aspects. In: FLÜGEL H.W. & FAUPL, P. (eds): Geodynamics of the Eastern Alps, 226–237, Wien (Deuticke) 1987.
- NEUBAUER, F.: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugl- und Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – *Abh. Geol. B.-A.*, **42**, 137 S., Wien 1988.
- NEUBAUER, F.: Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke in zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 459–474, Wien 1989.
- NEUBAUER, F.: Stratigraphie und Struktur der Rannachdecke bei Kehr, Grazer Paläozoikum. – *Jb. Geol. B.-A.*, **134**, 101–116, Wien 1991.
- NEUBAUER, F. & FRANK, W.: Exkursionsführer „Koralmkristallin“. – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie (TSK III), 55 S., Graz 1990.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J.: Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **120**, 203–219, Graz 1990.

- NEUBAUER, F., GOLLNER, H. & SCHALK, L.: Volcanism controlled sedimentation – the Silurian and early Devonian facies distribution in the Rannach facies, Paleozoic of Graz. – IGCP Project No.5: Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Mountain Belts, Final Meeting, Sardinia (Abstract), 59–60, Cagliari 1986.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon der Gurktaler Decke und und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174, Stuttgart 1984.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C.: Porphyroclast systems as kinematic indicators. – J. Struct. Geol., **8**, 831–843, Amsterdam 1986.
- PLATT, J.P.: Secondary cleavages in ductile shear zones. – J. Struct. Geol., **6**, 439–442, Amsterdam 1984.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M.: Extensional structures in anisotropic rocks. – J. Struct. Geol., **2**, 397–410, Amsterdam 1980.
- POLTNIG, W.: I. Beitrag zur Geologie westlich von Gösting bei Graz. – II. Fischreste und Erodostraca aus dem Unterdevon von Graz. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 106 S., Graz 1984.
- RAMSAY, J.G.: Fold and fault geometry in the western Helvetic nappes of Switzerland and France and its implication for the evolution of the arc of the western Alps. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): Alpine Tectonics. – Geol. Soc. Spec. Publ., **45**, 33–45, London 1989.
- RAMSAY, J.G., HUBER, M.I.: The Techniques of Modern Structural Geology. – 307 S., London (Academic Press) 1983.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – Tectonophysics, **125**, 335–356, Amsterdam 1986.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J.: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – Geology, **17**, 404–407, Boulder 1989.
- RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F.: West-directed decollement of Austro – Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D., PARK, R.G. (eds.): Alpine Tectonics. – Geol. Soc. Spec. Publ., **45**, 243–262, London 1989.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRALIK, M.: Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic – Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – Journ. Geol. Society, **146**, 835–849, London 1989.
- SCHLAMBERGER, J.: Geodynamic evolution of the Sausal Paleozoic (Eastern Alps). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 369–379, Zürich 1988.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **130/2**, 133–245, Stuttgart 1968.
- SEELMEIER, H.: Das Alter des Schöckelkalkes. – Ber. Reichsst. f. Bodenf., 74–79, Wien 1941.
- SEELMEIER, H.: Beitrag zur Geologie des erzführenden Paläozoikums und der Umgebung von Peggau-Deutschfeistritz bei Graz. – Ber. Reichsst. für Bodenf., 1–25, Wien 1944.
- SUPPE, J.: Principles of Structural Geology. – 537 S., New Jersey (Prentice Hall) 1985.
- SYLVESTER, A.G.: Strike-slip faults. – Geol. Soc. Am. Bull., 1666–1703, Boulder 1988.
- TSCHELAUT, W.: Das Paläozoikum zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, 133–161, Graz 1984.
- TSCHELAUT, W.: Die "Frohnleitner Falte" (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 507–511, Wien 1984.
- TSCHELAUT, W.: Über das Alter der Arzberg-Schichten und der Blei-Zink-Vererzungen im Grazer Paläozoikum. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 507–511, Wien 1985.
- WAAGEN, L.: Der geologische Bau des Gebirges zwischen Frohnleiten, Übelbach und Deutsch-Feistritz. – Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **139**, 404–443, Wien 1930.
- WALLISER, O.H.: Conodont biostratigraphy of the Silurian of Europe. – In: SWEET, W.C. & BERGSTRÖM, S.M. (eds.): Symposium on conodont biostratigraphy. – Geol. Soc. Amer. Mem., **127**, 195–206, Boulder 1971.
- WEBER, L.: Die Stellung der stratiformen Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum, beleuchtet anhand der Lagerstätten Schrems-Rechberg sowie Kaltenberg-Burgstall (Oststeiermark). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **38**, 123–141, Graz 1977.
- WEBER, L.: Die Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikums und ihr geologischer Rahmen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **12**, 289 S., Wien 1990.
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 348 S., Heidelberg (Springer) 1979.
- WOODWARD, N.B., BOYER, S.E. & SUPPE, J.: Balanced Geological Cross-Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration. – Short Course in Geology, **6**, Amer. Geophys. Union, 132 S., Washington 1989.
- ZIEGLER, W. (ed): Catalogue of conodonts. Vol. I–IV. – Stuttgart (Schweizbart) 1981.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. März 1991.

Evolution of Middle and Upper Cretaceous Floras in Central and Western Europe

By ERWIN KNOBLOCH & DIETER HANS MAI*

With 1 Text-Figure, 4 Tables and 4 Plates

*Paleobotany
Cenomanian
Maestrichtian
Fruits
Seeds
Evolution
Paleofloristic Periods*

Contents

Zusammenfassung	257
Abstract	257
1. Introduction	257
2. Documentation of Modern Genera and Families in the Middle and Upper Cretaceous	258
3. Evolutionary Paleofloristic Periods from the Cenomanian to the Maestrichtian	259
3.1. Cenomanian	259
3.2. Upper Turonian – Santonian	261
3.3. Santonian – Campanian	261
3.4. Maestrichtian	262
4. Conclusions	262
References	270

Evolution von Mittel- und Oberkreideflora in Zentral- und Westeuropa

Zusammenfassung

Die Arbeit gibt eine Zusammenfassung über inkohlte Samen und Früchte aus der mittleren und oberen Kreide von West- und Mitteleuropa. Zahlreiche rezente paläotropische Gattungen und Familien wurden nachgewiesen: manche Gattungen sind vollkommen ausgestorben. In der Mittel- und Oberkreide werden 4 Entwicklungsabschnitte der Flora unterschieden: 1. Cenoman, 2. Ober-Turon–Santon, 3. Santon–Campan, 4. Maastricht.

Abstract

A summary is presented of carbonized seeds and fruits from the Middle and Upper Cretaceous of Western and Middle Europe. Numerous living paleotropical genera and families are mentioned. Some of the genera studied are totally extinct. Four evolutionary intervals could be recognized among the Middle and Upper Cretaceous floras: 1. Cenomanian, 2. Upper Turonian–Santonian, 3. Santonian–Campanian, 4. Maestrichtian.

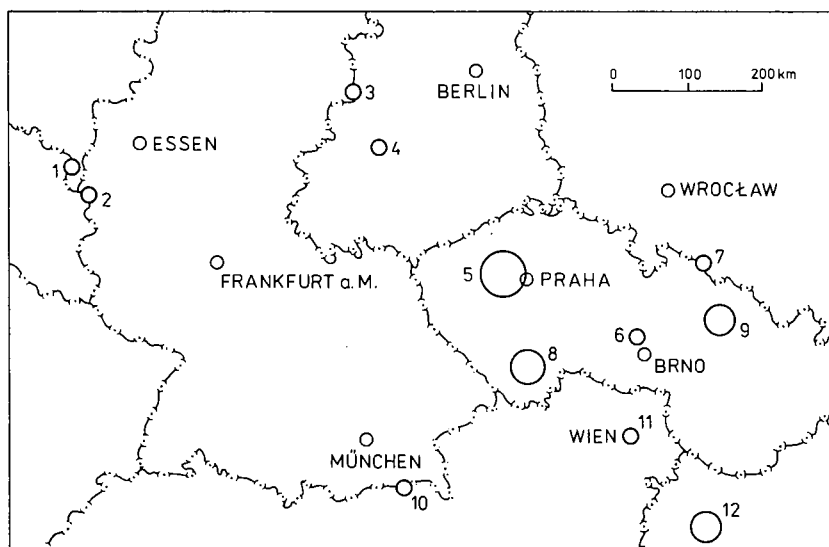
1. Introduction

During the years 1975–1983, we studied rich collections of carbonized diaspores from the Middle and Upper Cretaceous of Western and Middle Europe. Geographically speaking, we investigated localities in Czechoslovakia, Germany, Austria, Hungary, Poland and the Netherlands. The fruits and seeds were mainly

sieved out from greyish clays and silts. They are known from freshwater and marine sediments.

In many cases, we are able to clarify the systematic position of the plant fossils. In this way, it is possible to document the presence of many genera and families in the Cretaceous for the first time and to provide new information on the origin of the angiosperms.

*) Author's addresses: Dr. ERWIN KNOBLOCH, Geological Survey, Malostranské nám. 19, ČSFR-11821 Praha 1; Doz. Dr. sc. nat. DIETER HANS MAI, Museum für Naturkunde, Bereich Botanik-Arboretum, Späthstraße 80–81, D-1192 Berlin-Baumschulenweg.



Text-Fig. 1:

The most important localities, formations and regions with Cretaceous fruits and seeds in Central and Western Europe.

1 = South-Limburg, Aachen Formation, Upper Santonian-?Lower Campanian, The Netherlands; 2 = Aachen, Aachen Formation, Upper Santonian or ?Lower Campanian, Germany; 3 = Walbeck, Maestrichtian, Germany; 4 = Eisleben, Maastrichtian, Germany; 5 = Cenomanian of West and Central Bohemia, Peruc Member, Czechoslovakia; 6 = Cenomanian of Moravia, Peruc Member, Czechoslovakia; 7 = Slezské Pavlovice, borehole OS-5, Upper Turonian-Lower Coniacian, Czechoslovakia; 8 = Klıkov Formation, Upper Turonian-Upper Santonian, South Bohemia, Czechoslovakia; 9 = Flysh in the Moravian-Silesian Bezkydy Mts., Campanian-Maestrichtian, Czechoslovakia; 10 = Kössen, Niederndorf, Gosau Formation, Maestrichtian, Austria; 11 = Vienna, Flysh, Sievering Formation, Campanian-Maestrichtian, Austria; 12 = Bakony Mts., Ajka Formation, Upper Santonian - Lower Campanian, Hungary.

The study of angiosperm fruits and seeds from the Middle to Upper Cretaceous (Cenomanian-Maestrichtian) of Europe has resulted in the recognition of 270 species and 24 families and has established the existence in the Cretaceous of

- 1) many modern genera,
- 2) many extinct genera referable to Recent families and
- 3) extinct genera that cannot be referred to any existing family.

2. Documentation of Modern Genera and Families in the Middle and Upper Cretaceous

The Magnoliaceae are represented by fruits with 1-2 seeds (*Liriodendron* - Pl. 2, Fig. 7, *Liriodendroidea*) as well as fruits with more seeds (*Padragkutia* - Pl. 3, Fig. 7; *Manglietia*). *Padragkutia* has up to 17 seeds per locule. *Liriodendron* is documented by seeds for the first time in the Senonian of southern Bohemia and this indicates that many leaf fossils previously assigned to the genus may be correctly identified.

The new genus *Protolinomiscium* (Pl. 3, Fig. 1) demonstrates that extinct members of the Menispermaceae are not confined only to the British Lower Tertiary, but that they also occurred in the Senonian of continental Europe. The same is the case for *Typha* (Typhaceae) and *Spirematospermum* (Zingiberaceae).

The Hamamelidaceae were rather abundant during the Cretaceous and are represented in the Maestrichtian by the modern genera *Disanthus* and *Rhodoleia* (Pl. 4, Fig. 14) and in the Cenomanian to Maestrichtian by the extinct genus *Klikovispermum* (Pl. 1, Figs. 8 and 14, Pl. 2, Fig. 11) which includes 17 species. *Klikovispermum* is closely related to *Rhodoleia* and has 12-16 anatropous and semicircular seeds per locule.

The Platanaceae, which are of widespread occurrence in Cretaceous floras of the northern hemisphere, are mainly represented by leaves, fruiting organs being uncommon.

The Urticaceae are also very abundant and have been demonstrated with certainty in the Cretaceous;

nutlets assigned to the genus *Boehmeria* (Pl. 1, Figs. 13 and 16, Pl. 2, Fig. 9) which today is mainly restricted to tropical areas, occur as early as the Cenomanian. The genus is represented by 9 species among the Mid- to Upper Cretaceous floras of Europe. In addition to *Boehmeria*, the Cretaceous Urticaceae include species assigned to the modern genera *Debregeasia* and *Memorialis* (Pl. 2, Fig. 1, Pl. 3, Fig. 16) and to the extinct genus *Urticoidea* (Pl. 3, Fig. 6).

Three extinct genera possibly related to the Juglandaceae are *Calathiocarpus* (Pl. 2, Fig. 13, Pl. 3, Fig. 11), *Caryanthus* (Pl. 2, Figs. 3 and 10) and *Manningia*. They are mostly characterized by the presence of a distinct hypanthium. *Caryanthus triasseris* (KNOBL.) KNOBL. et MAI is the most common fossil in the Cretaceous of Europe.

The Theaceae, which by the Tertiary are represented by numerous genera and species, appear to have had a maximum evolution in the Cretaceous. Thus, the modern genus *Eurya* (Pl. 3, Fig. 9) is represented by 3 species and *Visnea* by 1 species. The extinct genus *Palaeoschima* (Pl. 4, Fig. 9), which is closely related to the modern genus *Schima*, also exhibits some characteristics related to the Ericaceae - Andromedaceae, and the extinct genus *Protovisnea* (Pl. 2, Figs. 4 and 8, Pl. 3, Fig. 4), that is closely related to the modern genus *Visnea*, also exhibits many features characteristic of other families.

In the uppermost Cretaceous (Maestrichtian) the Pentaphylacaceae are documented by fruits assigned to the extinct genus *Allericarpus* and the modern genus *Pentaphylax* (Pl. 4, Fig. 11).

The Ulmaceae family is represented by the genera *Aphananthe* (Pl. 4, Fig. 3) and *Gironniera*, and the Saurauiaceae family by two species of the genus *Saurauia* (Pl. 3, Fig. 15).

Many of the extinct genera from the Cretaceous that we have recognized show relationships to various genera and families, rather than to a single taxon. This is also the case for the extinct genus *Discoclethra* (Pl. 3, Fig. 3, which shows many characteristics in common with the Clethraceae (i.e. placentation, desiccance, deeply 5-lobed and persistent calyx and seed shape) but also exhibits many characteristics related to other families, e.g. Celastraceae (discus, valves),

Hamamelidaceae (style), Cunoniaceae (discus, style) and Ericaceae (seed wall).

Several kinds of capsular fruits document the presence in the Cretaceous of Ericaceae (*Leucothoe* – Pl. 4, Fig. 5, *Vilicocarpum*) and Cyrillaceae (*Diplycosiopsis*) and related taxa (*Epacridicarpum*, *Purdiaeopsis* – Pl. 4, Fig. 2 and *Valvaecarpus* – Pl. 3, Fig. 12, Pl. 4, Fig. 6).

Seeds from the Upper Cretaceous of southern Bohemia show a close relationship with the modern *Aldrovanda* (Pl. 2, Fig. 5) and thus indicate the presence of the Droseraceae in the Cretaceous.

The two well-known extinct Rutaceous genera from the Lower Tertiary of England, *Rutaspermum* and *Shrubsolea*, have also been documented in the Cretaceous, and the Sapindaceae are represented therein by the extinct genus *Sapindospermum* (Pl. 2, Fig. 6).

While the genera *Sabia* (Pl. 3, Fig. 14; Pl. 4, Fig. 8) and *Meliosma* (Sabiaceae) are already known from the Tertiary, we have now described (see KNOBLOCH & MAI, 1984, 1986) a new genus from the Cretaceous, *Insitiocarpus*, with 4 species, that extends the fossil record of the family back to the Cenomanian.

The Mastixiaceae, that are well represented by many genera in the Tertiary, are known only from the uppermost Cretaceous (Maestrichtian) by the genera *Beckettia* (Pl. 4, Fig. 12), *Mastixicarpum* (Pl. 4, Fig. 1), *Eomasixia* and *Mastixiopsis*. The same is the case for the Araliaceae (*Aralia*, *Acanthopanax* – Pl. 4, Fig. 7) that have been suggested, based on leaf fossils (Potomac Formation, USA), as early as the Lower Cretaceous, and also the Icacinaceae (*Icacinicarya*, *Iodes* – Pl. 4, Fig. 4) and the Aquifoliaceae (*Ilex*).

In addition to the Cretaceous fossils referable to Recent genera and families and to extinct genera related to Recent families, we have described (KNOBLOCH & MAI, 1984) 26 genera that cannot so far be attributed to any modern family. This could be explained by incomplete knowledge of modern carpology or by the fact that they belonged to families that are now extinct. A large number of species have been accommodated into these extinct genera. Some of them, with their characteristics, are listed below: *Bicameria* (Pl. 3, Fig. 8): fruits bilocular with a median septum (5 species); *Discosemen* (Pl. 1, Fig. 12): seed anatropous, disk-shaped and with several cell-layers of the seed wall (6 species); *Laramisemen* (Pl. 1, Fig. 17, Pl. 2, Fig. 2, Pl. 3, Fig. 13): seed anatropous, raphe forming an edge starting below hilum (30 species); *Spirellea* (Pl. 1, Figs. 1–4 and 9): seed with longitudinal ridges (18 species); *Waldeckia* (Pl. 3, Figs. 5 and 10): one-loculed, oval two-valved fruit (10 species); *Eislebenia* (Pl. 4, Fig. 13): 1 seed with a prominent tegmen (2 species).

3. Evolutionary Paleofloristic Periods from the Cenomanian to the Maestrichtian

Fossil seeds and fruits are not rare in the Cretaceous of Middle and Western Europe. They were recorded at 176 localities (mostly boreholes). The richest layers are known from the Klikov Formation (South Bohemia), Walbeck and Eisleben (Germany) and from the Aachen Formation (Germany, The Netherlands).

A great part of the plant fossils could be assigned to living genera and families. 46 new genera were defined

by the authors (KNOBLOCH & MAI, 1984, 1986). 26 genera are totally extinct and 20 show some affinities to recent families. Some of the extinct genera are also known from the Cretaceous to the Paleocene (i.e. *Barclayopsis*, *Klikovispermum*, *Valvaecarpus*, *Mastixiopsis*, *Spirellea*, *Normacarpus*, *Laramisemen*, *Rusavia*, *Walbeckia* – MAI, 1987). The number of extinct genera decreases from the Cenomanian to the Paleocene.

Up to now, four periods could be recognized in the evolution of Cretaceous floras:

- 1) Cenomanian
- 2) Upper Turonian–Santonian
- 3) Santonian–Campanian
- 4) Maestrichtian.

These 4 intervals include only some basic evolutionary tendencies. Even though the number of species studied is sufficient, our knowledge is still limited. We do not know of any rich plant collections from the Turonian, Campanian or Lower Maestrichtian; we do not know precisely if the Klikov Formation belongs to the whole stratigraphic range Upper Turonian–Upper Santonian (KNOBLOCH, 1985) or whether the Aachen Formation belongs only to the Upper Santonian or to the Lower Campanian (ALBERS & FELDER, 1979). The stratigraphic positions of some localities from the flysch of Moravia are not clear. The stratigraphic position of the Eisleben locality in Germany was ranged to the Maestrichtian, but probably belongs to the Paleocene. The stratigraphic range of some species during the Cretaceous is not known up to now.

3.1. Cenomanian

(Table 1, Plate 1)

In the Cenomanian the angiosperms show a significant worldwide „explosion“ in their evolution. Leaves of angiosperms are predominant in most Bohemian fossil sites from the Cenomanian. Only 24 species of fossil fruits and seeds have been recorded in the Cenomanian sediments of Bohemia and Moravia.

Contrary to the younger floras, the flora from the Cenomanian documented by seeds and fruits shows a

Table 1.
Angiospermous seeds and fruits from the Cenomanian (Peruc Member, Czechoslovakia)

Hamamelidaceae	<i>Klikovispermum micromalechii</i> KNOBL. et MAI <i>Klikovispermum pragense</i> KNOBL. et MAI <i>Klikovispermum semicirculare</i> KNOBL. et MAI <i>Klikovispermum verrucosum</i> KNOBL. et MAI
Platanaceae	<i>Platanus laevis</i> (VEL) VEL.
Urticaceae	<i>Boehmeria cenomanica</i> KNOBL. et MAI
?Juglandaceae	<i>Caryanthus triasseris</i> (KNOBL.) KNOBL. et MAI
Sabiaceae	<i>Insitiocarpus moravicus</i> KNOBL. et MAI
Magnoliophyta fam. indet.	<i>Brnikia ovalis</i> KNOBL. et MAI <i>Carpolithus nyssiformis</i> KNOBL. et MAI <i>Carpolithus ovalis</i> KNOBL. et MAI <i>Carpolithus pecinovensensis</i> KNOBL. et MAI <i>Curvospermum marketense</i> KNOBL. et MAI <i>Discosemen faveolatum</i> KNOBL. et MAI <i>Laramisemen hypericoides</i> KNOBL. et MAI <i>Laramisemen minor</i> KNOBL. et MAI
Stemonaceae	<i>Spirellea margaritifera</i> KNOBL. et MAI <i>Spirellea minutissima</i> KNOBL. et MAI <i>Spirellea pragensis</i> KNOBL. et MAI <i>Viniklaria bohémica</i> KNOBL. et MAI

Table 2.

Important species from the Upper Turonian – Santonian and their distribution in younger formations. OS-5 = Slezské Pavlovice borehole in southern Silesia, Upper Turonian – Lower Coniacian, Czechoslovakia; Klikov Formation = Upper Turonian – Santonian, Czechoslovakia; Aachen Formation = Upper Santonian or ?Lower Campanian; Flysch in northern Moravia and Vienna = Campanian, Maestrichtian, Austria, Czechoslovakia; Eisleben = Maestrichtian, Germany. Specimens in one sample: A = 1, B = 2–15, C = 16–100, D = more than 100.

		OS-5	Klikov Fm.	Aachen Fm.	Flysh	Eisleben
Magnoliaceae	<i>Liriodendron papilliformis</i> KNOBL. et MAI		A			
Sapindaceae	<i>Sapindospermum nitidum</i> KNOBL. et MAI		A			
?Juglandaceae	<i>Caryanthus deltooides</i> (KNOBL.) KNOBL. et MAI <i>Caryanthus trebecensis</i> KNOBL. et MAI	A A–B	A–C A–D	B B	?A	
Hamamelidaceae	<i>Klikovispermum malechii</i> (KNOBL.) KNOBL. et MAI <i>Klikovispermum bohemicum</i> KNOBL. et MAI	A A	A–C A	B		
Urticaceae	<i>Boehmeria ctyrokyi</i> (KNOBL.) KNOBL. et MAI	A	A–D	?A	B	B
?Juglandaceae	<i>Calathiocarpus minimus</i> KNOBL. et MAI		A–C	A–B		
Magnoliophyta fam. indet.	<i>Laramisemen microcanaliculatum</i> KNOBL. et MAI <i>Laramisemen moravicum</i> KNOBL. et MAI	A A	A–B			
Stemonaceae	<i>Spirellea multistriata</i> (VANG) KNOBL. et MAI <i>Spirellea multistriatiformis</i> KNOBL. et MAI	A	A	B B		C
Theaceae	<i>Protovisnea zahajensis</i> KNOBL. et MAI <i>Protovisnea reticulata</i> KNOBL. et MAI		A–B A–C			
Urticaceae	<i>Memorialis verrucosa</i> KNOBL. et MAI		A–B			
?Juglandaceae	<i>Caryanthus communis</i> KNOBL. et MAI		A–D			
Cyrillaceae	<i>Epacridicarpum cretaceum</i> (JUNG) KNOBL. et MAI		A–C		B	
Droseraceae	<i>Palaeoaldrovanda splendens</i> KNOBL. et MAI		A–B			
Magnoliophyta fam. indet.	<i>Bicameria holyi</i> KNOBL. et MAI <i>Budvaricarpus serialis</i> KNOBL. et MAI <i>Vangerovia tricornuta</i> (KNOBL.) KNOBL. et MAI		A–D A–D A–B	?A		B

most isolated and archaic character. A number of extinct genera dominate. Only the genera *Platanus* and *Boehmeria* are still living.

The gymnosperms (Taxodiaceae, Cupressaceae and Pinaceae) are characteristic for the Cenomanian of the Bohemian Massif. They are lacking

Table 3.

The most important species from the Santonian – Campanian and their distribution in older and younger formations. Klikov Formation = Upper Turonian – Santonian, Czechoslovakia; Aachen Formation = Upper Santonian – ?Lower Campanian, Germany, The Netherlands; Ajka Formation = Upper Santonian – Lower Campanian, Hungary; Flysch of Czechoslovakia and Austria = Campanian, Maestrichtian; Walbeck, Eisleben = Maestrichtian in Germany. Specimens in one sample: A = 1, B = 2–15, C = 16–100, D = more than 100.

		Klikov Fm.	Aachen Fm.	Ajka Fm.	Flysh	Walbeck Eisleben
Menispermaceae	<i>Protolinomiscium vangerowii</i> KNOBL. et MAI	A	C			
Magnoliaceae	<i>Padragkutia haasii</i> KNOBL. et MAI	B		C		
Urticaceae	<i>Memorialis rhenana</i> KNOBL. et MAI <i>Urticoidea cucurbitoides</i> (VANG.) KNOBL. et MAI <i>Urticoidea pedicellata</i> KNOBL. et MAI	A A B	B B A			
?Juglandaceae	<i>Calathiocarpus hollandicus</i> KNOBL. et MAI		B			
Theaceae	<i>Protovisnea cancellata</i> (VANG.) KNOBL. et MAI		B		?B	
Saurauiaceae	<i>Saurauia alenae</i> KNOBL. et MAI	A	A			A
Clethraceae	<i>Discoclethra maxima</i> KNOBL. et MAI <i>Discoclethra polysperma</i> KNOBL. et MAI	A A	C C			
Cyrillaceae	<i>Epacridicarpum cretaceum</i> (JUNG) KNOBL. et MAI <i>Valvaecarpus debeyi</i> KNOBL. et MAI	C B	C		B	B
Magnoliophyta fam. indet.	<i>Bicameria orbicularis</i> (KNOBL.) KNOBL. et MAI <i>Eislebenia goczanii</i> KNOBL. et MAI <i>Laramisemen faboides</i> (VANG.) KNOBL. et MAI <i>Operculispermum padragkutense</i> KNOBL. et MAI <i>Walbeckia ajkoensis</i> KNOBL. et MAI <i>Quedlinburgia hungarica</i> KNOBL. et MAI	C A	B ?,B B	A–C		
Sabiaceae	<i>Sabia menispermoides</i> KNOBL. et MAI		A			
Theaceae	<i>Eurya crassitesta</i> KNOBL.				A–B	C
Magnoliophyta fam. indet.	<i>Walbeckia aquisgranensis</i> KNOBL. et MAI		B–C			

in the younger sediments (Turonian–Senonian). Many angiosperms represent monotypic and endemic genera.

The floristic characterization of this interval is made after the finds from the Peruc Member in Bohemia and Moravia (Czechoslovakia).

3.2. Upper Turonian–Santonian

(Table 2, Plate 2)

An increasing number of new extinct genera, but also a number of living genera are characteristic for the Upper Turonian and Santonian. As opposed to the Cenomanian, different species are known. Numerous species were hitherto endemic, as they were known only from the Klikov Formation.

The fruits and seeds from this interval are represented by many genera with ancient features. They belong to the following systematic units:

- Juglandales
?Budvaricarpus, Calathiocarpus, Caryanthus, Mannigia
- Hamamelidales
Klikovispermum
- Urticales
Moroidea, Urticoidea
- Magnoliales
Padragkutia
- Theales – Ericales
Epacridicarpum, Discoclethra, Protovisena, Valvaecarpus

○ Celastrales

Icacinicarya

○ Droserales

Palaeoaldrovanda

The number of modern genera increases: *Eurya, Liriodendron, Memorialis, Rhoiptelea, Sabia, Saurauia*.

Some of the fossil genera became extinct between the Santonian and the Campanian.

The floristic characterization of this intervals was made mainly after the finds in the Klikov Formation in southern Bohemia (Upper Turonian–Santonian), the Merboltice Formation in northern Bohemia (Coniacian–Lower Santonian), the floristic remnants from Quedlingburg (Germany, Santonian) and the Slezské Pavlovice OS-5 borehole in southern Silesia (Upper Turonian–Lower Coniacian).

3.3. Santonian–Campanian

(Table 3, Plate 3)

This interval remains problematic. We know of no rich collections from Campanian sediments. This interval is defined according to the finds in the Aachen Formation (Upper Santonian or ?Lower Campanian), The Ajka Formation in the Bakony Mts. in Hungary (Upper Santonian–Lower Campanian) and some finds from the flysh of Moravia (Czechoslovakia) and Vienna (Austria). There are some common features between the Santonian–Campanian and the Upper Turonian–Santonian

Table 4.

Important species from the Maestrichtian (Walbeck, Eisleben) and their distribution in the flysh and Gosau Formation of Moravia and Austria (Campanian, Maestrichtian). The species mentioned are lacking in the Klikov and Aachen Formations. Specimens in one sample: A = 1, B = 2–15, C = 16–100, D = more than 100.

		Walbeck, Eisleben	Flysh, Gosau
Zingiberaceae	<i>Spirematospermum friedrichii</i> KNOBL. et MAI	B	
Magnoliaceae	<i>Manglietia hercynica</i> MAI <i>Prototinomisium testudinarum</i> KNOBL. et MAI	B B	
Hamamelidaceae	<i>Rhodoleia cretacea</i> KNOBL. et MAI	B	
Ulmaceae	<i>Aphananthe cretacea</i> KNOBL. et MAI	B	
Urticaceae	<i>Boehmeria krutzschii</i> KNOBL. et MAI	C	
Theaceae	<i>Palaeoschima becvensis</i> (KNOBL.) KNOBL. et MAI	C	A–C
Cyrillaceae	<i>Valvaecarpus pterocaryaeformis</i> (KNOBL.) KNOBL. et MAI	C	A–D
Sabiaceae	<i>Sabia praeovalis</i> KNOBL. et MAI	C	
Magnoliophyta fam. indet.	<i>Eislebenia naviculaeformis</i> KNOBL. et MAI <i>Normacarpus calyciferus</i> KNOBL. et MAI <i>Rusavia clavata</i> (KNOBL.) KNOBL. et MAI	B–C C	A–B
Stenomaceae	<i>Spirellea cerebrata</i> KNOBL. et MAI <i>Spirellea ellipsoides</i> KNOBL. et MAI	B B	
Mastixiaceae	<i>Mastixicarpum cretaceum</i> KNOBL. et MAI <i>Becketia samuelis</i> KNOBL. et MAI <i>Becketia pyriformis</i> KNOBL. et MAI <i>Eomastixia rostrata</i> KNOBL. et MAI	B C C B	
Araliaceae	<i>Acanthopanax gigantocarpus</i> KNOBL. et MAI	D	
Cyrillaceae	<i>Purdiaopsis campanulatus</i> KNOBL. et MAI	B	
Pentaphylacaceae	<i>Pentaphylax protogaea</i> KNOBL. et MAI <i>Allericarpus pentaphylacoides</i> KNOBL. et MAI	B C	
Theaceae	<i>Visnea minima</i> KNOBL. et MAI	B	
Sabiaceae	<i>Insitiocarpus compressus</i> KNOBL. et MAI	B	
Ericaceae	<i>Leucothoe praecox</i> KNOBL. et MAI	C	
lacinaceae	<i>Iodes germanica</i> KNOBL. et MAI	B	

and some differences to the Maestrichtian. The features common with the Upper Turonian–Santonian are connected with the coincident species from the Aachen and Klikov Formations, the differences from the floras of the Maestrichtian are connected with the first appearances of numerous living genera during the Maestrichtian.

3.4. Maestrichtian

(Table 4, Plate 4)

Contrary to the Santonian–Campanian in the Maestrichtian many living genera appeared and a great number of extinct genera are missing. 33 genera appear for the first time and 15 of them represent living plants. Among them numerous evergreen elements of the paleotropical geoflora are present:

- **Mastixiaceae**
Becketia, Eomastixia, Mastixicarpum, Mastixiopsis
- **Theaceae**
Palaeoschima, Visnea
- **Ericaceae**
Diplycosiopsis, Leucothoe, Vitlicocarpum
- **Pentaphragmaceae**
Allericarpus, Pentaphragmoxylon
- **Magnoliaceae**
Liriodendroidea, Manglietia
- **Hamamelidaceae**
Disanthus, Rhodoleia

- **Ulmaceae**
Aphananthe, Gironniera
- **Aquifoliaceae**
Ilex
- **Icacinaceae**
Iodes
- **Zingiberaceae**
Spirematospermum

The essential features of the Maestrichtian floras are quite different with respect to the older floras.

The floristic characterization of this interval is given by the rich flora from Walbeck in Germany. Some species from Walbeck are known also from the flysch and the Gosau Formation in Czechoslovakia and Austria.

4. Conclusions

Fossil fruits and seeds contribute significantly to our understanding of evolutionary trends in Upper Cretaceous angiosperms. The morphological features of the Upper Cretaceous fruits and seeds demonstrate that the angiosperms had then reached the organization level of those of the present day. The majority of families from the Central-European Cretaceous are of Laurasian origin. The assemblage corresponds to evergreen, subtropical and temperate vegetations in the northern hemisphere today. The origin of some families is questionable since they show affinity with both Laurasian and west Gondwana regions.

Plate 1

Seeds and fruits from the Cenomanian

- Figs. 1,2: ***Spirellea pragensis* KNOBL. et MAI (Stenomaceae).**
Praha-Břevnov, Radimova street, Peruc Member, Central Bohemia.
Fig. 1: ×36.
Fig. 2: ×17.
- Figs. 3,4: ***Spirellea minutissima* KNOBL. et MAI (Stenomaceae).**
Praha-Břevnov, St. Margaret convent, Peruc Member, Central Bohemia.
Fig. 3: ×60.
Fig. 4: ×80.
- Fig. 5: ***Carpolithus pecinovens* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).**
Pecínov, Peruc Member, West Bohemia, ×14.
- Fig. 6: ***Viniklaria bohémica* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).**
Vyšehořovice, Peruc Member, Central Bohemia, ×67.
- Fig. 7: ***Brnikia ovalis* KNOBL. et MAI (Magnoliophyt fam. indet.).**
Brník, Peruc Member, Central Bohemia, ×10.
- Fig. 8: ***Klikovispermum pragense* KNOBL. et MAI (Hamamelidaceae).**
Praha-Břevnov, V-26, 23.5 m, Peruc Member, Central Bohemia, ×44.
- Fig. 9: ***Spirellea margaritifera* KNOBL. et MAI (Stemonaceae).**
Kněževes PV-2, 25.4 m, Peruc Member, Central Bohemia, ×40.
- Figs. 10–11: ***Carpolithus nyssiformis* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).**
Fig. 10: Pecínov, Peruc Member, West Bohemia, ×10.
Fig. 11: Vyšehořovice, Peruc Member, Central Bohemia, ×16.
- Fig. 12: ***Discosemen faveolatum* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).**
Březinka, Peruc Member, Moravia, ×10.
- Fig. 13: ***Boehmeria cenomanica* KNOBL. et MAI (Urticaceae).**
Zeměchy, 201–53, 19.5 m, Peruc Member, West Bohemia, ×17.
- Fig. 14: ***Klikovispermum verrucosum* KNOBL. et MAI (Hamamelidaceae).**
Slaný SA-15, 49.5 m, Peruc Member, West Bohemia, ×70.
- Fig. 15: ***Carpolithus ovalis* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).**
Pecínov, Peruc Member, West Bohemia, ×42.
- Fig. 16: ***Boehmeria cenomanica* KNOBL. et MAI (Urticaceae).**
Zeměchy, 201–53, 19.5 m, Peruc Member, West Bohemia, ×36.
- Fig. 17: ***Laramisemen hypericoides* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).**
Praha-Břevnov, St. Margaret convent, V-26, 23.5 m, Peruc Member, Central Bohemia, ×40.

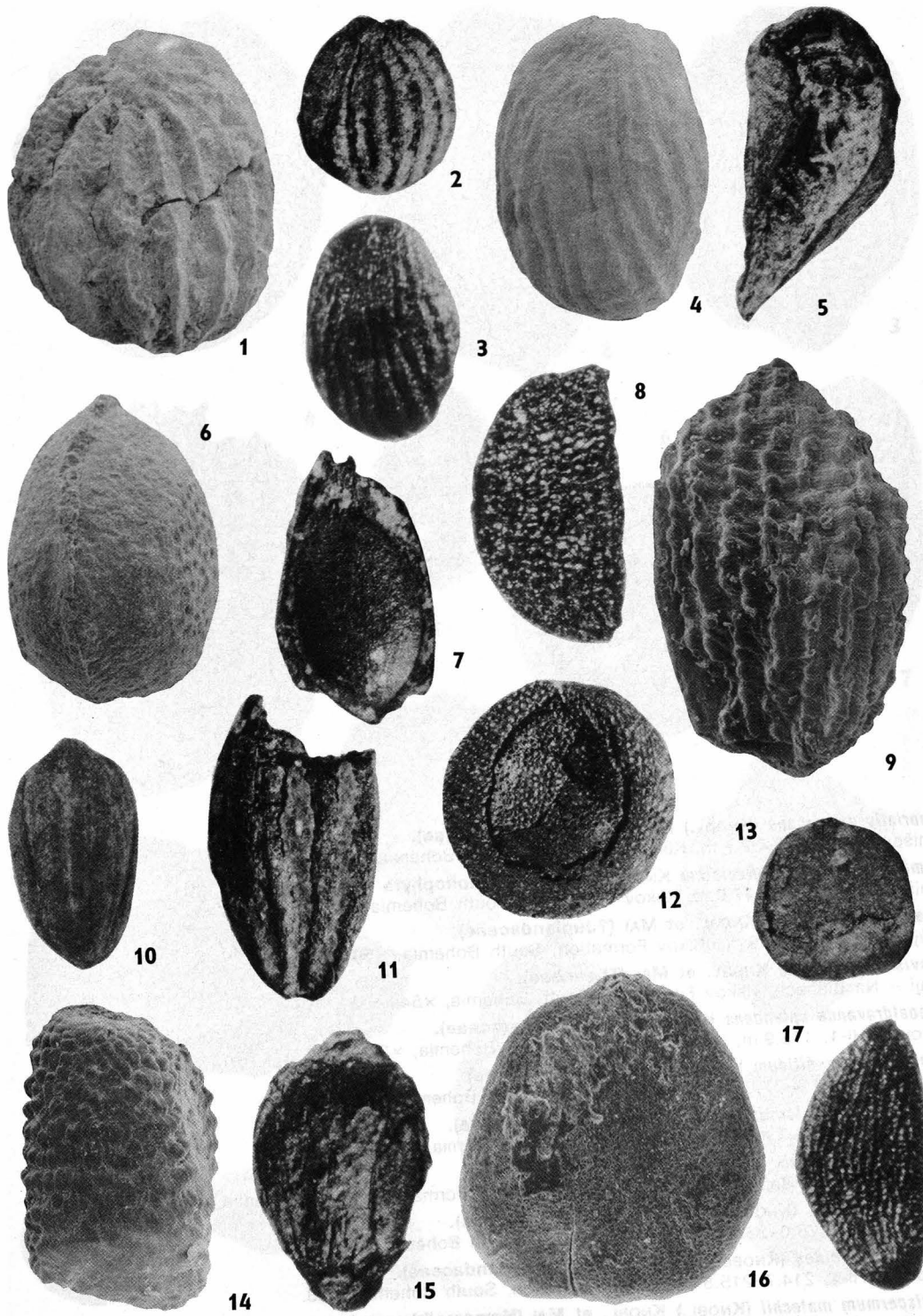


Fig. 1: *Mammillaria* (Knoel) Knoel. et Mat. (Fissuridaceae).
 Fig. 2: *Laticarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 3: *Caryophyllus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 4: *Proxycarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 5: *Palaeoartocarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 6: *Sapindus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Sapindaceae).
 Fig. 7: *Laticarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 8: *Proxycarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 9: *Palaeoartocarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 10: *Caryophyllus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 11: *Proxycarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 12: *Palaeoartocarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 13: *Laticarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 14: *Proxycarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 15: *Palaeoartocarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 16: *Laticarpus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).
 Fig. 17: *Caryophyllus* (Knoel) Knoel. et Mat. (Magnoliophyta fam. Indet.).

Plate 2

Seeds and fruits from the Upper Turonian–Santonian

- Fig. 1: *Memoralis verrucosus* (KNOBL.) KNOBL. et MAI (Urticaceae).
Branišov GB-3, 32.6–32.7 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×100.
- Fig. 2: *Laramisemen microcanaliculatum* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).
Branišov, Br-21, 16.7–17.0 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×100.
- Fig. 3: *Caryanthus trebecensis* KNOBL. et MAI (?Juglandaceae).
Zahájí, Za-2, 17.6–18.9 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×50.
- Fig. 4: *Protovisnea reticulata* KNOBL. et MAI (Theaceae).
Zahájí – Na Blanech, Klikov Formation, South Bohemia, ×54.
- Fig. 5: *Palaeoaldrovanda splendens* KNOBL. et MAI (Droseraceae).
Opatovice HI-1, 175.9 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×22.
- Fig. 6: *Sapindospermum nitidum* KNOBL. et MAI (Sapindaceae).
Třebeč Tj-4a, 76.0–77.0 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×25.
- Fig. 7: *Liriodendron papilliformis* KNOBL. et MAI (Magnoliaceae).
Opatovice HI-1, 66.7 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×25.
- Fig. 8: *Protovisnea zahajensis* KNOBL. et MAI (Theaceae).
České Budějovice–Rožnov ČB-3, 62.8–63.1 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×70.
- Fig. 9: *Boehmeria ctyrokyi* (KNOBL.) KNOBL. et MAI (Urticaceae).
Branišov Br 21, 23.0–23.5 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×50.
- Fig. 10: *Caryanthus deltoides* (KNOBL.) KNOBL. et MAI (?Juglandaceae).
Opatovice, HI-1, 214.7–215.8 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×38.
- Fig. 11: *Klikovispermum malechii* (KNOBL.) KNOBL. et MAI (Hamamelidaceae).
Opatovice, HI-1, 237.8–238.5 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×21.
- Fig. 12: *Vangerovia tricornuta* (KNOBL.) KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).
České Budějovice–Vrato, TSv-7, 40.0–41.1 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×50.
- Fig. 13: *Calathiocarpus minimus* KNOBL. et MAI (?Juglandaceae).
Záblatí 65/23, 43.2 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×70.
- Fig. 14: *Budvaricarpus serialis* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).
Branišov Br 21, 60.5–60.8 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×22.

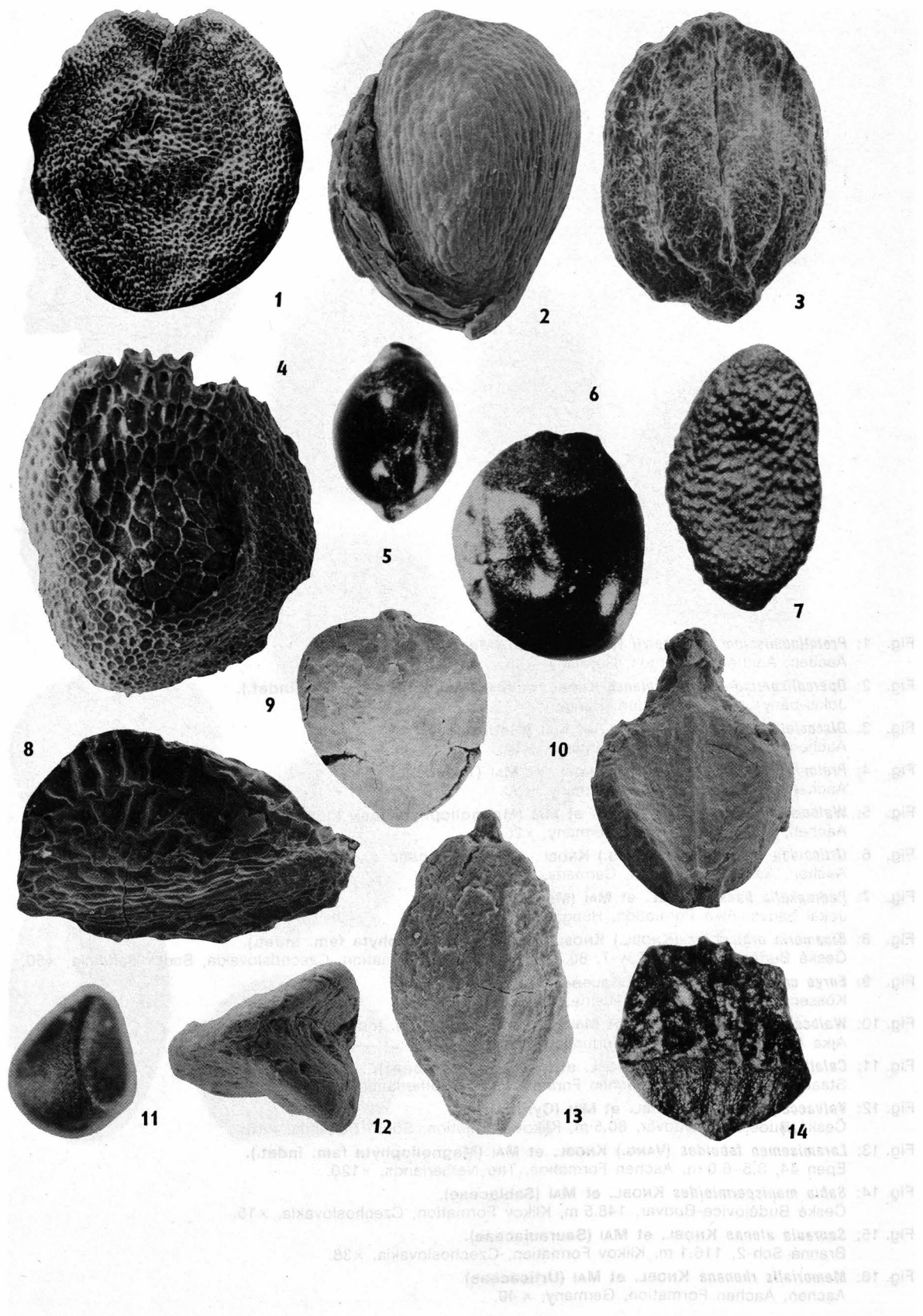


Plate 3

Seeds and fruits from the Santonian–Campanian

- Fig. 1: *Prototinomiscium vangerowii* KNOBL. et MAI (Menispermaceae).
Aachen, Aachen Formation, Germany, ×45.
- Fig. 2: *Operculispermum padragkutense* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).
Jokai-bánya, Ajka Formation, Hungary, ×16.
- Fig. 3: *Discoclethra polysperma* KNOBL. et MAI (Clethraceae).
Aachen, Aachen Formation, Germany, ×14.
- Fig. 4: *Protovisnea cancellata* (VANG.) KNOBL. et MAI (Theaceae).
Aachen, Aachen Formation, Germany, ×50.
- Fig. 5: *Walbeckia aquisgranensis* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).
Aachen, Aachen Formation, Germany, ×25.
- Fig. 6: *Urticoidea cucurbitoides* (VANG.) KNOBL. et MAI (Urticaceae).
Aachen, Aachen Formation, Germany, ×40.
- Fig. 7: *Padragkutia haasii* KNOBL. et MAI (Magnoliaceae).
Jokai bánya, Ajka Formation, Hungary, ×30.
- Fig. 8: *Bicameria orbicularis* (KNOBL.) KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).
České Budějovice-Vráto Tsv-7, 80.3–80.8 m, Klikov Formation, Czechoslovakia, South Bohemia, ×50.
- Fig. 9: *Eurya crassitesta* KNOBL. (Theaceae).
Kössen, Gosau Formation, Austria, ×30.
- Fig. 10: *Walbeckia ajkoensis* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).
Ajka Aj-167, 103.0 m, Ajka Formation, Hungary, ×37.
- Fig. 11: *Calathiocarpus hollandicus* KNOBL. et MAI (?Juglandaceae).
Staatsmijn Maurits 554, Aachen Formation, The Netherlands, ×22.
- Fig. 12: *Valvaecarpus debeyi* KNOBL. et MAI (Cyrillaceae).
České Budějovice-Budvar, 80.5 m, Klikov Formation, South Bohemia, ×15.
- Fig. 13: *Laramisemen faboides* (VANG.) KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).
Epen 44, 3.5–6.0 m, Aachen Formation, The Netherlands, ×120.
- Fig. 14: *Sabia menispermoides* KNOBL. et MAI (Sabiaceae).
České Budějovice-Budvar, 148.5 m, Klikov Formation, Czechoslovakia, ×15.
- Fig. 15: *Saurauia alenae* KNOBL. et MAI (Saurauiaceae).
Branná Sch-2, 116.1 m, Klikov Formation, Czechoslovakia, ×38.
- Fig. 16: *Memorialis rhenana* KNOBL. et MAI (Urticaceae).
Aachen, Aachen Formation, Germany, ×40.

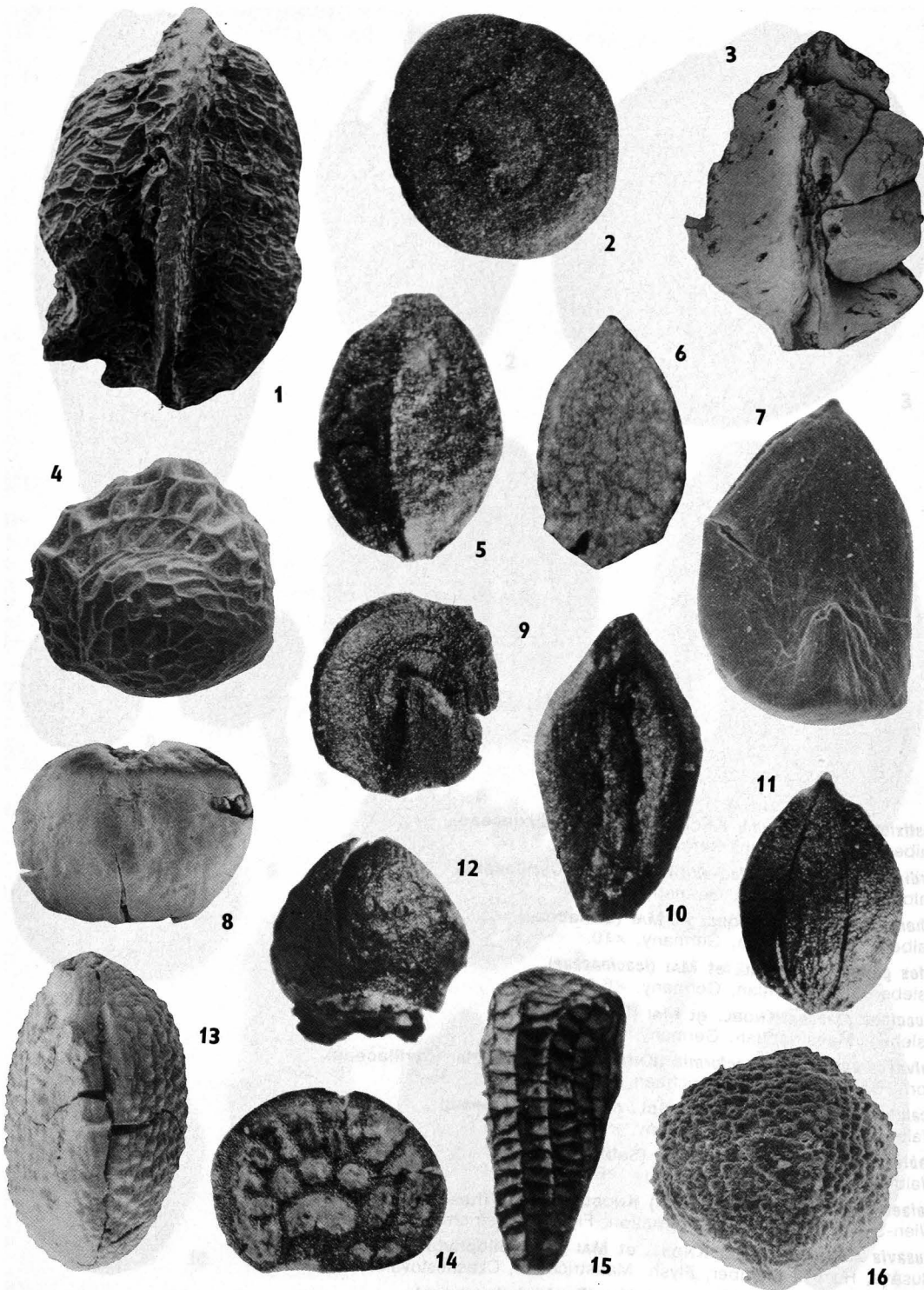
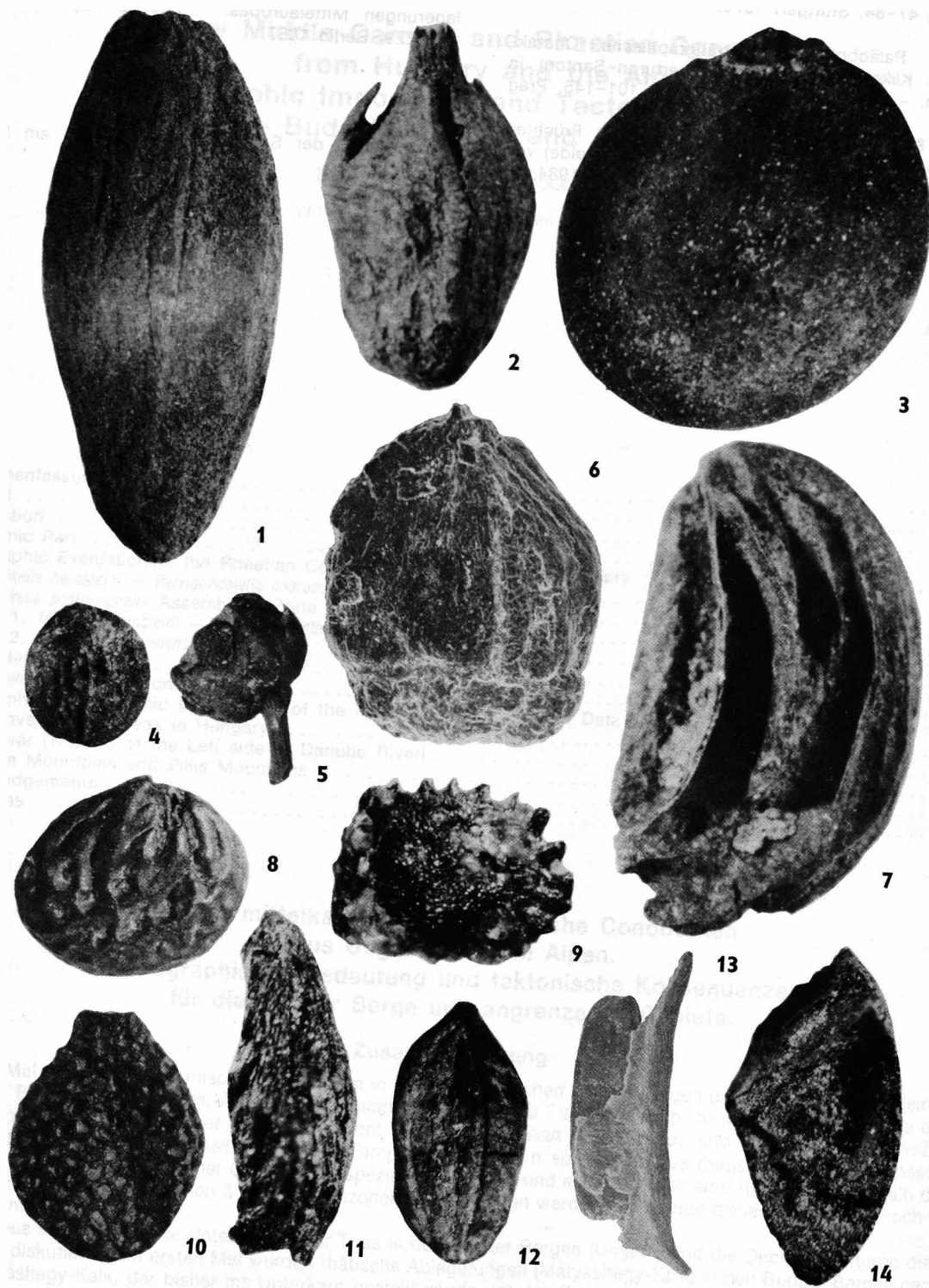


Fig. 1: *Pentaplyx proligata* KNOBL. et MAI (Pentaplyxaceae).
 Waback, Maastricht, Germany, $\times 50$.
 Fig. 12: *Baccharis samuelis* KNOBL. et MAI (Mastixaceae).
 Eijsden, Maastricht, Germany, $\times 8.5$.
 Fig. 13: *Eiselenia naviculata* KNOBL. et MAI (Mastixaceae).
 Eijsden, Maastricht, Germany, $\times 10$.
 Fig. 14: *Rubobola crassa* KNOBL. et MAI (Hamamelidaceae).
 Waback, Maastricht, Germany, $\times 25$.

Plate 4

Seeds and fruits from the Maestrichtian

- Fig. 1: *Mastixicarpum cretaceum* KNOBL. et MAI (Mastixiaceae).
Walbeck, Maestrichtian, Germany, ×6.5.
- Fig. 2: *Purdiaeopsis campanulatus* KNOBL. et MAI (Cyrillaceae).
Walbeck, Maestrichtian, Germany, ×20.
- Fig. 3: *Aphananthe cretacea* KNOBL. et MAI (Ulmaceae).
Walbeck, Maestrichtian, Germany, ×10.
- Fig. 4: *Iodes germanica* KNOBL. et MAI (Icacinaceae).
Eisleben, Maestrichtian, Germany, ×6.5.
- Fig. 5: *Leucothoe praecox* KNOBL. et MAI (Ericaceae).
Eisleben, Maestrichtian, Germany, ×12.
- Fig. 6: *Valvaecarpus pterocaryaeformis* (KNOBL.) KNOBL. et MAI (Cyrillaceae).
Horní Bečva, Flysh, Maestrichtian, Czechoslovakia, ×35.
- Fig. 7: *Acanthopanax gigantocarpus* KNOBL. et MAI (Araliaceae).
Walbeck, Maestrichtian, Germany, ×6.5.
- Fig. 8: *Sabia praeovalis* KNOBL. et MAI (Sabiaceae).
Walbeck, Maestrichtian, Germany, ×6.5.
- Fig. 9: *Palaeoschima becvensis* (KNOBL.) KNOBL. et MAI (Theaceae).
Wien-Sievering, Sievering Formation, Flysh, Maestrichtian, Austria, ×30.
- Fig. 10: *Rusavia clavata* (KNOBL.) KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).
Rusava, Rusava Member, Flysh, Maestrichtian, Czechoslovakia, ×30.
- Fig. 11: *Pentaphylax protogaea* KNOBL. et MAI (Pentaphylacaceae).
Walbeck, Maestrichtian, Germany, ×30.
- Fig. 12: *Beckettia samuelis* KNOBL. et MAI (Mastixiaceae).
Eisleben, Maestrichtian, Germany, ×6.5.
- Fig. 13: *Eislebenia naviculaeformis* KNOBL. et MAI (Magnoliophyta fam. indet.).
Eisleben, Maestrichtian, Germany, ×10.
- Fig. 14: *Rhodoleia cretacea* KNOBL. et MAI (Hamamelidaceae).
Walbeck, Maestrichtian, Germany, ×25.



Dr. sc. Heinz Kozm, Bázsi út 83, H-1029 Sárospatak-BNDr. Rüdiger Mock, Department of Geology and
 J. A. Comenius University, Mlynská dolina, 054 01 5215 Bratislava.

References

- ALBERS, H.J. & FELDER, W.M.: Litho-, Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Alttertiärs Obersanton–Dan (Paläozän) von Aachen–Südlimburg (Niederlande, Deutschland, Belgien). – Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6**, 47–84, Stuttgart 1979.
- KNOBLOCH, E.: Paläobotanisch-biostratigraphische Charakteristik der Klıkov-Schichtenfolge (Oberturon–Santon) in Südböhmen. – Sbor. geol. Věd, Ř. G, **40**, 101–145, Prag 1985.
- KNOBLOCH, E. & MAI, D.H.: Neue Gattungen nach Früchten und Samen aus dem Cenoman bis Maastricht (Kreide) von Mitteleuropa. – Feddes Repert., **95**, 3–41, Berlin 1984.
- KNOBLOCH, E. & MAI, D.H.: Monographie der Früchte und Samen in der Kreide von Mitteleuropa. – Rozpr. Ústř. Úst. geol., **47**, 1–219, Prag 1986.
- MAI, D.H.: Neue Früchte und Samen aus paläozänen Ablagerungen Mitteleuropas. – Feddes Repert., **98** (3–4), 197–229, Berlin 1987.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. März 1991.

New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic Importance and Tectonic Implications for the Buda Mountains and Adjacent Areas

By HEINZ KOZUR & RUDOLF MOCK*)

With 1 Text-Figure, 2 Tables and 7 Plates

Hungary
Alps
Buda Mountains
Conodonts
Stratigraphy

Contents

Zusammenfassung	271
Abstract	272
1. Introduction	272
2. Taxonomic Part	273
3. Stratigraphic Evaluation of the Rhaetian Conodonts in the Alps and Hungary	277
3.1. <i>Misikella hernsteini</i> – <i>Parvigondolella andrusovi</i> Assemblage Zone	278
3.2. <i>Misikella posthernsteini</i> Assemblage Zone	279
3.2.1. <i>Misikella hernsteini</i> – <i>Misikella posthernsteini</i> Subzone	280
3.2.2. <i>Misikella koessenensis</i> Subzone	281
3.3. <i>Misikella ultima</i> Zone	281
3.4. <i>Neohindeodella detrei</i> Zone	282
4. Stratigraphic and Tectonic Implications of the New Rhaetian Conodont Data for the Investigated areas in Hungary	282
4.1. Csóvár (Triassic of the Left side of Danube River)	282
4.2. Buda Mountains and Píllis Mountains	283
Acknowledgements	289
References	296

Neue mittelkarnische und rhätische Conodonten aus Ungarn und den Alpen. Stratigraphische Bedeutung und tektonische Konsequenzen für die Budaer Berge und angrenzende Gebiete.

Zusammenfassung

Zum ersten Mal wurden mittelkarnische Conodonten in den nordwestlichen Budaer Bergen und in Pilisvörösvár, beide Lokalitäten NW der Buda-Linie, gefunden. Aus diesen Schichten wird *Nicoraella ? budaensis* n. sp. beschrieben, die einzige darin vorkommende Conodontenart. Ein neuer Einzahnconodont, *Zieglericonus rhaeticus* n. gen. n. sp., und die neuen Arten *Misikella ultima* n. sp., *Neohindeodella detrei* n. sp., *N. rhaetica* n. sp. und *Parvigondolella rhaetica* n. sp. werden aus rhätischen Gesteinen beschrieben.

Der stratigraphische Wert rhätischer Conodonten speziell aus Ungarn und aus den Alpen wird diskutiert. Innerhalb des post-sevatischen Rhät-Abschnittes können 3 Conodontenzonen unterschieden werden. Die älteste dieser Zonen kann noch weiter in 2 Subzonen unterteilt werden.

Die völlig neue stratigraphische Unterteilung der Trias in den Budaer Bergen (Ungarn) und die Deckenstrukturen dieses Gebietes werden diskutiert. Zum ersten Mal wurden rhätische Ablagerungen (Mátyáshegy-Kalk) in den Budaer Bergen nachgewiesen. Der Mátyáshegy-Kalk, der bisher ins Unterkarn gestellt wurde, ist das Zeit- und Fazies-Äquivalent der Csóvár-Kalk-Formation s.str.; er gehört größtenteils in Rhät. Er kommt nur in der nun neu eingeführten Csóvár-Decke vor, die ebenso wie die Buda-Decke s.str. zum Dinarischen Deckensystem gehört. Diese beiden Decken SE der Buda-Linie (sensu BÁLDI & NAGYMAROSI, 1976) zeigen eine ganz andere spät-triadische Entwicklung als die Nagykovácsi-Decke (wird hier ebenfalls neu eingeführt)

*) Authors' addresses: Dr. sc. HEINZ KOZUR, Rézű u. 83, H-1029 Budapest; RNDr. RUDOLF MOCK, Department of Geology and Paleontology, J.A. Comenius University, Mlynská dolina, ČSFR-84215 Bratislava.

NW der Buda-Linie, die höchstwahrscheinlich zum Adriatischen Deckensystem gehört. Die Ansicht von BALDI & NAGYMAROSI (1976) und BALDI (1986), daß die Buda-Linie ein tektonisches Element erster Ordnung mit ausgedehnten Horizontalbewegungen im späten Miozän ist, kann durch unsere Untersuchungen bestätigt werden. Neuere paläogeographische und tektonische Rekonstruktionen, welche die Existenz dieses wichtigen tektonischen Elementes widerlegen, können nicht bestätigt werden.

Abstract

For the first time Middle Carnian conodonts were found in the northwestern Buda Mts and in Pilisvörösvár, both NW of the Buda Line. *Nicoraella ? budaensis* n. sp. is described from these beds in which it represents the only conodont species. A new single cone conodont, *Zieglericonus rhaeticus* n. gen. n. sp., and the new species *Misikella ultima* n. sp., *Neohindeodella detrei* n. sp., *N. rhaetica* n. sp., and *Parvigondolella rhaetica* n. sp. are described from Rhaetian rocks.

The stratigraphic value of the Rhaetian conodonts especially of Hungary and the Alps is discussed. 3 conodont zones can be discriminated within the post-Sevatian Rhaetian stage. The oldest of these zones can be still subdivided into 2 subzones.

The quite new stratigraphic subdivision of the Triassic in the Buda Mountains (Hungary) and the nappe structures of this area are briefly discussed. For the first time Rhaetian beds (Mátyáshegy Limestone) were found in the Buda Mts. The Mátyáshegy Limestone, placed until now into the Lower Carnian, is the time- and facial equivalent of the Csővár Limestone Formation s.str. and it belongs to its largest part to the Rhaetian. It is only present in the Csővár Nappe (newly introduced here) that belongs, like the Buda Nappe s.str. to the Dinaric nappe system. These two nappes SE of the Buda Line (sensu BALDI & NAGYMAROSI, 1976) have a quite different Late Triassic development than the Nagykovácsi Nappe (newly introduced here) NW of the Buda Line that belongs most probably to the Adriatic nappe system. The view of BALDI & NAGYMAROSI (1976) and BALDI (1986) that the Buda Line is a first order tectonic element with large-scale horizontal movements in the Late Miocene can be confirmed by our investigations. New paleogeographic and tectonic reconstructions that reject the existence of this important tectonic element cannot be confirmed.

1. Introduction

KOZUR & MOSTLER (1973) found for the first time conodonts and holothurian sclerites in the Csővár Limestone Formation near Csővár. They placed these beds, before regarded as Lower Carnian, into the top-most Triassic. These data were now also confirmed by the discovery of *Choristoceras*, an exclusively Rhaetian ammonoid genus, found by DETRE, DOSZTÁLY & HERMAN (1986). More detailed investigations of the conodont distribution inside the Csővár Limestone Formation s.str. in its type locality have shown that it contains all 3 Rhaetian conodont zones discriminated in this paper on the base of conodont ranges in the Alpine Triassic of Europe.

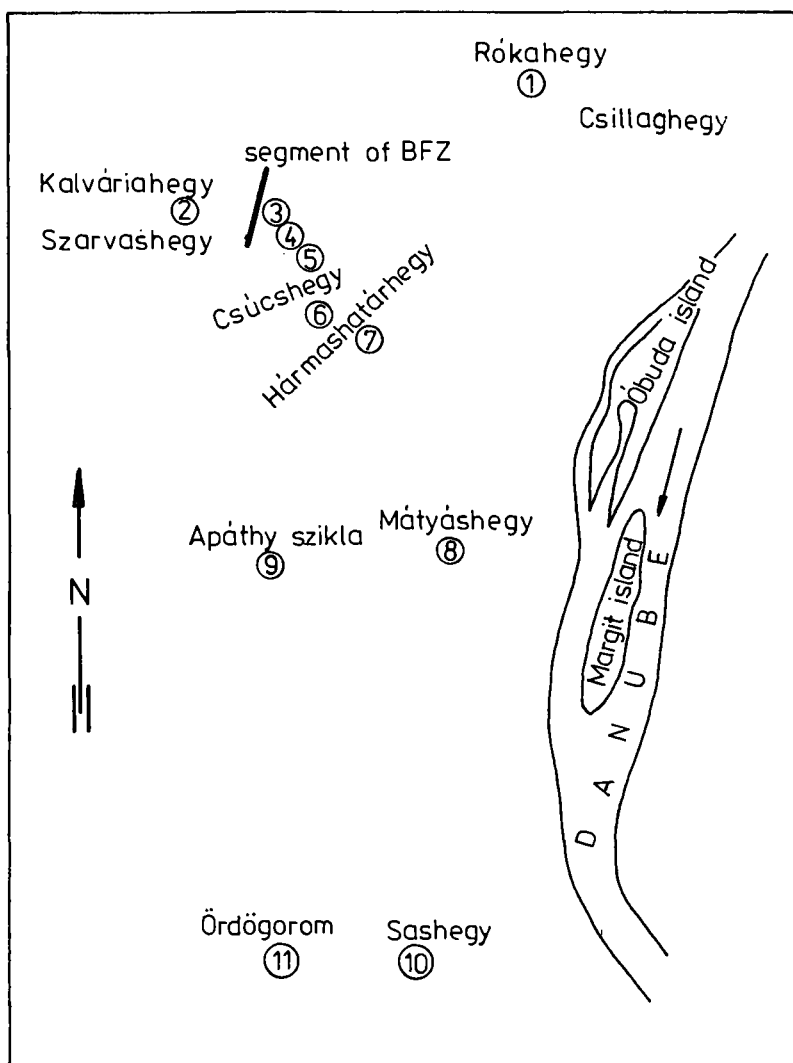
No conodonts were published so far from the Buda Mts and from Pilisvörösvár (between Buda Mts and Pilis Mts). The first evidence of Rhaetian conodonts in the Mátyáshegy Limestone, regarded by all Hungarian geologists since more than 100 years as Lower Carnian or even Late Ladinian, as well as further new biostratigraphic data, resulted in a quite new stratigraphic subdivision of the Triassic in the Buda Mts. This new subdivision in at least 3 different Late Triassic developments in the Buda Mts. (instead of the hitherto assumed one hypothetical sequence for the whole Buda Mts.) has considerable tectonic importance. At least 3 nappes could be recognized in the Buda Mts. Moreover, the Buda Line sensu BALDI & NAGYMAROSI (1976), that indicate large-scale Late Miocene lateral movements, separates the Buda Mts. into a South Alpine/Dinaric southeastern part from the quite differently developed northwestern part that belongs to the Adriatic nappe system sensu FLÜGEL, FAUPL & MAURITSCH (1986).

The Triassic facial developments in Hungary, among it the Triassic sequences of the Buda Mountains and of the Csővár area (on the left side of Danube river) are often regarded as decisive for paleogeographic reconstructions in the Alpine, Carpathian and Dinaric areas

(e.g. KOVÁCS, 1982). Triassic rocks are originally wider distributed or (and) facially more differentiated than older and younger rocks in most part of the Alpine Neoeurope. Therefore they are very useful for reconstructions of the pre-rift paleogeography. However, if the ages of the compared facial developments are not correctly determined, this method leads to considerable mistakes.

The most important unit for paleogeographic considerations of the Buda Mountains, the so-called Mátyáshegy „Formation” (HAAS & KOVÁCS, 1985) was, e.g., not dated by its fossil content, but placed into the Lower/Middle Carnian according to its assumed paleogeographic connection and correlation with the Lower/Middle Carnian Veszprém Marl Formation of the Balaton Highland. Especially the Lower/Middle Carnian cherty dolomites and cherty limestones of the borehole Zsámbék were used as “evidence” that the Mátyáshegy “Formation” cannot be Rhaetian in age (as shown by KOZUR, 1987 on the base of conodonts, holothurian sclerites and radiolarians), but must be placed into the Lower to Middle Carnian. This assumed, but not fossil-proven Lower to Middle Carnian age of the Mátyáshegy “Formation” was then used as evidence for the direct paleogeographic connection between the Triassic of the Balaton Highland and the Triassic of the whole Buda Mts (also SE of the Buda Line) within one tectonic unit. However, the Zsámbék borehole lies far NW of the Buda Line in a quite different tectonic unit than the Mátyáshegy Limestones SE of the Buda Line. Such really Middle Carnian cherty dolomites and marly limestones are known from the Buda Mts, but only NW of the Buda Line (Pesthidegkút, Kálváriahegy), where the marly limestones yielded rich conodont faunas with *Nicoraella ? budaensis* described in the present paper.

Our paleontological investigations have shown that the Late Triassic stratigraphy of the Buda Mts. has to be totally revised. The only age determinations that could be confirmed, are the ages of the megalodontid-bearing rocks (VÉGH-NEUBRANDT, 1974, 1982).



Text-Fig. 1.

Sampling sites in the Buda Mountains.

1 = Norian Dachstein Limestone; 2 = Middle Carnian massive cherty shallow water lagoonal dolomite and marly thin-bedded limestones; 3 = pelagic cherty dolomite (secondarily dolomitized cherty limestone with pelagic fauna), from the NE slope of Csúcshegy, topmost Sevatian and Rhaetian; 4,5,6,7 = laminated, cherty dolomite with pelagic fauna, including *Monotis* and brachiopods), Norian, slope and top of the Hármashatárhegy; 8 = Norian cherty pelagic dolomite (secondarily dolomitized cherty limestone with pelagic fauna) and Rhaetian Mátyáshegy Limestone from the Mátyáshegy quarry and Mátyáshegy cave; 9 = ammonoid- and gastropod-bearing dolomites, topmost Carnian to basal Norian; 10,11 = pelagic cherty dolomite (secondarily dolomitized cherty limestone with pelagic fauna).

BFZ = segment of the Buda Fault Zone.

The Buda Line is separated by small-scale post-Miocene horizontal movements (nearly perpendicular to this fault) into several segments. By this a fault zone of 1–2 km width evolved. Locality 2 lies NW of the Buda Line (Buda Fault Zone), localities 3–11 are situated SE of it. Locality 1 lies near to the Buda Line and it is either a tectonic slice, transported along the Buda Line or (more probably) a tectonic window below the Csövár Nappe immediately SE of the Buda Line.

2. Taxonomic Part

Genus *Misikella* KOZUR & MOCK, 1974

Type species: *Spathognathodus hernsteini* MOSTLER, 1967.

Misikella ultima n.sp.

(Pl. 5, Fig. 2; Pl. 6, Figs. 2,4–6)

1978 *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK, pars – MOSTLER, SCHEURING & ULRICH, Pl. 1, Figs. 20,21, non! Fig. 22.

Derivatio nominis: ultimus (lat.). Last representative of the genus *Misikella*.

Holotype: The specimen on Pl. 6, Fig. 5; rep.-no. KoMock 1988/I-1.

Locus typicus: Old large quarry in the Kecskés valley S of the Várhegy near Csövár (S of Cserhát Mts).

Stratum typicum: Sample 1C, higher Late Rhaetian above the occurrence of *Choristoceras*.

Material: 32 specimens.

Diagnosis: The main (anterior) blade consists of 3, rarely 4 large denticles. Sometimes still further 1–2 small denticles are present in the anterior part of the blade. All denticles are laterally compressed. The an-

terior denticles are erect or only slightly inclined. The inclination of the denticles increases toward the posterior end. At the posterior end of the main blade a very deep V-shaped incision is present. After the last denticle of the main blade and above the V-shaped incision 1–3 smaller denticles follow which built up a secondary short posterior blade, considerably lower than the main blade. The denticles of this secondary posterior blade are strongly inclined, the last one lies sometimes almost horizontally.

Basal cavity strongly expanded and deeply excavated. It is present below the whole main blade, but not below the posterior bar. Cup large.

Occurrence: Higher part of the Rhaetian. Kössen Beds, Zlambach Beds, Csövár Limestone Formation. Alps, Csövár (Hungary).

Remarks: This species is distinguished from *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK, 1974 by the presence of a secondary posterior bar. In this feature it is distinguished from *M. posthernsteini* in the same manner as *M. rhaetica* MOSTLER, 1978 from *M. hernsteini* (MOSTLER, 1967). Seemingly the development of a secondary posterior bar occurs independently in 2 different lines within the genus *Misikella* KOZUR & MOCK.

Misikella rhaetica MOSTLER, 1978 is distinguished by the absence of the V-shaped incision at the posterior end of the blade.

Table 1. Stratigraphic ranges of the topmost Sevatian and Rhaetian *Misikella*- and *Parvigondolella* species and of all newly described species.

Stage	Substage	Ammonoid Zone	Conodont Zone	Species Ranges
Rhaetian		?	<i>Neohindeodella detrei</i> Zone	
		<i>Choristoceras marshi</i>	<i>Misikella ultima</i> Zone	
		<i>Vandaites stuerzenbaumi</i>	<i>Misikella koessenensis</i> Subzone	
		„ <i>Choristoceras</i> “ <i>haueri</i>	<i>Misikella posthernsteini</i> Assemblage Zone	
disputed		<i>Cochloceras suessi</i>	<i>Misikella hernsteini</i> – <i>Misikella posthernsteini</i> Subzone	
Norian	Sevatian		<i>Misikella hernsteini</i> – <i>Parvigondolella andrusovi</i> Assemblage Zone	

1 = *Misikella hernsteini* (MOSTLER); 2 = *Misikella rhaetica* MOSTLER; 3 = *Misikella koessenensis* MOSTLER; 4 = *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK; 5 = *Misikella ultima* n.sp.; 6 = *Parvigondolella andrusovi* KOZUR & MOCK; 7 = *Parvigondolella* ? *lata* KOZUR & MOCK; 8 = *Parvigondolella rhaetica* n.sp.; 9 = *Neohindeodella detrei* n.sp.; 10 = *Neohindeodella rhaetica* n.sp.; 11 = *Zieglericonus rhaeticus* n.gen n.sp.

Genus *Neohindeodella* KOZUR, 1968

Type species: *Hindeodella triassica* MÜLLER, 1956.

Neohindeodella detrei n.sp.

(Pl. 6, Fig. 1)

Derivatio nominis: In honour of Dr. CS. DETRE, Budapest, for his outstanding contributions to the knowledge of the Triassic in the Csövár area.

Holotype: The specimen on Pl. 6, Fig. 1; rep.-no. KoMock 1988/1-2.

Locus typicus: As for *Misikella ultima* n.sp.

Stratum typicum: Sample 1F, marly-silty limestones with terrigenous detritus content and few plant detritus. Top-most Rhaetian or basal Liassic. Considerably above the last occurrence of *Choristoceras*.

Material: 26 specimens.

Diagnosis: Blade very long, extremely thin. Anterior bar short, only with 2, but long denticles. Main cusp distinct. Posterior bar very long, with more than 30 denticles of irregular size. They are needle-shaped and very densely arranged. In the posterior part the denticles are broader and more widely spaced. Lower side slightly curved, inverted.

Occurrence: Topmost Rhaetian or basalmost Liassic well above the last occurrence of *Choristoceras*. Until now only from the type locality.

Remarks: *Neohindeodella dropla* (SPASOV & GANEV, 1960) has a longer anterior bar and no distinct main cusp. The whole blade is higher.

Neohindeodella detrei n.sp. is so far the youngest known conodont species, still younger than *Misikella ultima* n.sp. and *M. posthernsteini* KOZUR & MOCK which was until now assumed to be the youngest conodont species at all.

Neohindeodella rhaetica n.sp.

(Pl. 5, Figs. 1,7,8)

Derivatio nominis: According the rich occurrence in Rhaetian beds.

Holotype: The specimens on Pl. 5, Fig. 1; rep.-no. KoMock 1988/1-3.

Locus typicus: Old large quarry in the Kecskés valley S of the Várhegy near Csövár.

Stratum typicum: Sample 1X, light-gray cherty limestone without graded bedding about 3 m below the highest occurrence of *Choristoceras*. Higher part of *M. koessenensis* sub-zone, middle part of Late Rhaetian.

Material: More than 50 specimens.

Diagnosis: Blade moderately high, very thin. Anterior bar short, with 5–6 denticles. The first denticle is small to moderately long, the following 1–3 denticles are long, then 3–4 small denticles follow. Main cusp distinct, but not larger than the largest denticles on the anterior bar. It is followed on the posterior bar by 4–6 small to moderately long denticles. The following 1–3 denticles are very long and after these big denticles still 1–4 small to moderately long denticles are present.

The first 1–3 denticles are in their lower part slightly anteriorly inclined, but in their upper part backward curved. All other denticles are inclined toward the posterior end. The last denticle is often situated in prolongation of the blade.

Lower surface inverted, sharp-edged, under the anterior blade a little prolonged to form a triangle, under the posterior blade quite straight.

Occurrence: Csövár Limestone Formation of Csövár and Budapest (Mátyáshegy Limestone). Zlambach Marls of the Alps.

Remarks: *Neohindeodella summesbergeri praecursor* KOZUR & MOSTLER, 1970 has a higher anterior bar and the denticles in the posterior part of the unit are smaller. In *Neohindeodella triassica* (MÜLLER, 1956) the main cusp is larger than the largest denticles in the posterior third of the unit. The anterior bar has fewer denticles. In the Tuvalian and Norian transitional forms between *N. triassica* and *N. rhaetica* are present, in which the main cusp is about so large as the largest denticle in the posterior third of the unit. These transitional forms belong rather to a new species than to the typical *N. triassica* from the Scythian and Anisian.

Genus *Nicoraella* KOZUR, 1980

Type species: *Ozarkodina kockeli* TATGE, 1956.

Nicoraella ? budaensis n.sp.

(Pl. 1, Figs. 1-5; Pl. 2, Figs. 1-6, 8, 9;
Pl. 3, Figs. 1-11; Pl. 4, Figs. 1, 3-8)

Derivatio nominis: According to its rich occurrence in the Middle Carnian of northernmost Buda Mts. (Pesthidegkút Kálváriahegy).

Holotype: A conodont cluster, Pl. 1, Fig. 3; rep.-no. KoMock 1987/I-4786.

Locus typicus: Saddle between Kálváriahegy and Szarvashegy N of Pesthidegkút (Buda Mts, NW of Buda Line).

Stratum typicum: Sample KS2, bituminous limestone, Middle Carnian.

Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: Spathognathodiform element very small. Blade equal to subequal high in the whole unit or in the anteriormost part a little lower than in the remaining unit. Main cusp terminal, considerably broader and distinctly larger than the other denticles which are either uniform in length (with exception of the first, smaller denticle) or they become a little larger toward the posterior end. All denticles are laterally compressed, subtriangular and moderately high, sometimes more slender and longer. Attachment area of lower surface broad and it overreaches a little the posterior end of the blade. The excavation of the lower surface is rather shallow. The broad basal furrow begins behind the anterior end and it ends in a not very distinct basal cavity behind the midlength of the unit. After this pit a short, shallow furrow continues, mostly somewhat separated, like a second elongated pit.

The modified ozarkodiniform element is very similar to the spathognathodiform element, but the nearly needle-shaped denticles are longer and the attachment area is not so broad. The basal cavity lies in subterminal position and it is distinct.

The modified hindeodelliform (metaprioniodiform) element has a rather high anterior bar with 1-2 large denticles behind its middle part. The main cusp is distinct, but often not larger than the highest denticle on the anterior bar. The posterior bar is long, lower than the anterior bar. Its denticles are low behind the main cusp, but high in the posterior half or third of the posterior bar. The lower surface has a distinct basal furrow with basal cavity below the main cusp. The posteriormost part of the lower surface is sharp-edged without basal furrow.

The modified prioniodiniform (cypridodelliform) element has a very long anterior bar. It is straight, only in the posteriormost part curved and it bears needle-like denticles which become increasingly larger in the posterior part of the bar. Only just before the main cusp 1-2 smaller denticles are present. Main cusp prominent, inward curved. Posterior bar almost perpendicular to the anterior bar, very short, often missing. If present, it bears 1-3 denticles. After the main cusp a large denticle follows that is often so large as the main cusp. The remaining 1-2 denticles are small. Lower surface with distinct basal furrow below the anterior bar and indistinct basal cavity below the

main cusp. The lower surface below the posterior bar is sharp-edged.

Enantiognathiform element with high and often fully preserved main bar which lies obliquely to the direction of the main cusp (about 45°). Denticulation variable, but like in all enantiognathiform elements in the middle part of the main bar the smallest denticles are present. The denticles in the anterior third of the main bar are very large and broad, often larger than the main cusp. 1-3 denticles behind the main cusp are also very large, partly nearly as long as the main cusp. The side bar is curved, low, delicate and therefore mostly incompletely preserved. It bears only small denticles.

Hibbardelliform element quite similar to the hindeodelliform one, but the anterior bar is dibranched into 2 symmetrical side-branches in some distance before the main cusp. The side-branches have 3-4 denticles which become in general somewhat larger toward the ends, but sometimes they become also somewhat smaller toward the ends. Denticle above the branching point always very large, so long as the prominent main cusp or only a little shorter. Between these 2 large denticles, there are 2-5 smaller denticles which are nevertheless in general more than half so long than the denticle above the branching point, but more needle-like. Posterior bar behind the main cusp as in the hindeodelliform element, but first denticle often large. Basal furrow rather narrow, lower surface of side-branches in general sharp-edged. Basal cavity below the main cusp indistinct.

Occurrences: Middle Carnian of Pesthidegkút Kálváriahegy (northern Buda Mts. NW of the Buda Line) and Pilisvörösvár (Pilis Mts). Papparino near Palermo (Sicily). In restricted basin facies the only conodont species, but here often in mass occurrences. Present also in pelagic sediments (Papparino), there together with *Gladigondolella*.

Remarks: *Nicoraella ? budaensis* n.sp. has considerably smaller spathognathodiform elements than typical representatives from the Anisian to Lower Carnian. Specimens with terminal main cusp and missing posterior bar begins already in the Pelsonian and some representatives on *N. ? budaensis* n.sp. have still a quite rudimentary posterior bar with one denticle. But the apparatus is identical. The modified ozarkodiniform element belongs to the form-group of *Cornudina ? latidentata* KOZUR & MOSTLER, 1970, only known from the apparatus of *Nicoraella*. Characteristic for *Nicoraella* is also the enantiognathiform element, in which the main cusp lies obliquely to the throughout high, short main bar. Also all other ramiform elements are similar to the ramiform elements of *Nicoraella*, but these elements are similar in all gondolellid/metapolygnathid conodonts. Unlike to all other apparatuses, the hindeodelliform element has a rather high and relatively short posterior bar.

The very small spathognathodiform element is homoeomorph to the spathognathodiform elements of *Celsigondolella* KOZUR, 1968 and of highly evolved Rhaetian *Parvigondolella*-KOZUR & MOCK, 1972 without posterior bar. The spathognathodiform element of *Celsigondolella* is distinguished by its terminal basal cavity. Moreover, there are differences in the apparatus. All ramiform elements of *Celsigondolella*, with

exception of the cypridodelliform one, have considerably lower bars than in *Nicoraella ? budaensis* n.sp. Moreover, the modified ozarkodiniform (pollognathiform) element in *Celsigondolella* has widely spaced denticles and the denticulation of the hindeodelliform element is quite different. In *Parvigondolella* even the Late Rhaetian forms have in general still a rudimentary posterior bar (with at least one denticle). Only *Parvigondolella ? lata* KOZUR & MOCK 1974, has no posterior bar, but the position of this species in *Parvigondolella* is somewhat doubtful. No distinct terminal main cusp can be observed in this species. The apparatus of *Parvigondolella* shows clear differences. The modified hindeodelliform element, *Metaprioniodus andrusovi* (KOZUR & MOSTLER) has a low posterior bar with subequal denticles. The enantiognathiform element has a low main bar, situated about in the same direction as the main cusp, no ozarkodiniform element of the *Cornudina ? latdentata* form-group is known.

Genus *Parvigondolella* KOZUR & MOCK, 1972

Type species: *Parvigondolella andrusovi* KOZUR & MOCK, 1972.

Parvigondolella rhaetica n.sp.

(Pl. 5, Fig. 9)

Derivatio nominis: According to its occurrence in the Rhaetian.

Holotype: The specimen on Pl. 5, Fig. 9; rep.-no. KoMock 1988/I-4.

Locus typicus and stratum typicum: As for *Neohindeodella rhaetica* n.sp.

Material: 5 specimens.

Diagnosis: The short anterior and the very short posterior blade are nearly of the same height. Only the anteriormost part of the blade is lower than the remaining unit. Anterior blade with 3–4 large, separated denticles and sometimes with an additional very small denticle. All denticles are laterally compressed. First denticle nearly erect, all other denticles uniformly and moderately inclined.

Lower surface in typical representatives quite straight, in one specimen slightly concave. Basal furrow narrow, deep. Basal cavity indistinct, not expanded.

Only the cypridodelliform element is known from the ramiform elements of the apparatus. It belongs to the highly variable form-group of *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* TATGE.

Occurrence: Middle part of Late Rhaetian from the type locality. Upper part of *M. koessenensis* subzone (above the last occurrence of *M. rhaetica* MOSTLER). Rhaetian (and topmost Norian?) of western Sicily.

Remarks: In *Parvigondolella andrusovi* KOZUR & MOCK, 1972 the height of the blade considerably decreases toward the posterior end of the unit.

Parvigondolella ? lata KOZUR & MOCK, 1974 has no posterior blade and the main cusp is indistinct.

Parvigondolella ? vrielyncki n.sp.

1980 *Epigondolella bidentata* MOSHER, pars – KRYSZYN, Pl. 14, only Fig. 4, non! Figs. 1–3,5,6.

1981 *Parvigondolella andrusovi* KOZUR & MOCK – VRIELYNCK, p. 217–218, Pl. 7, Figs. 19,20.

Derivatio nominis: In honour of Dr. B. VRIELYNCK, Paris, who assigned this species for the first time to *Parvigondolella*.

Holotype: The specimen, figured by KRYSZYN (1980, Pl. 14, Fig. 4) as "*Epigondolella bidentata*".

Locus typicus: Western Timor, Bihati near Baun, block F.

Stratum typicum: Sample no. F 18, according to KRYSZYN (1980) Alaunian 2/IV (= upper *Halorites macer* Zone, here regarded as Lower Sevatian).

Diagnosis: Large for the genus, with 10–13 denticles in adult specimens. With exception of the small anteriormost 1–2 denticles and an often present small denticle at the posterior end, all denticles have about the same length and they are rather high. The blade is highest in the anterior half, but its height decreases only a little toward the posterior end. Therefore also the posterior half of the blade is high.

Lower surface slightly arched or in its anterior part straight, in its posterior part slightly downward-bended. Basal furrow narrow, basal cavity indistinct, situated in the midlength or somewhat behind it.

Occurrence: Upper Alaunian to Lower Sevatian of the Asiatic and Dinaric faunal provinces.

Remarks: Our material from the higher Norian of Sicily consists predominantly of juvenile forms and the few adult specimens are broken or have partly broken denticles. Therefore we have choicened the completely preserved adult specimen figured by KRYSZYN (1980, Pl. 14, Fig. 4 as "juvenile" specimen of "*Epigondolella*" *bidentata* MOSHER) as holotype.

As proven in sections from the Alps, Western Carpathians and Lagonegro Basin (southern Italy), the genus *Parvigondolella* KOZUR & MOCK, 1972 evolved a little before the disappearance of *Mockina bidentata* (MOSHER, 1968) from this species. This development was first recognized by MOSTLER (1967) in the Hernalstein section (Austria). Here all transitions between *Mockina bidentata* (MOSHER) and *Parvigondolella andrusovi* KOZUR & MOCK are known in stratigraphic order. In adult specimens the following morphogenetic changes can be observed: Specimens with one denticle on each side (typical *M. bidentata*) – specimens with one denticle on one side only (transitional forms *M. bidentata/P. andrusovi*) – specimens without platform rudiments or denticles (*P. andrusovi*). The same transition series in stratigraphic order could be observed in the section Bohúňovo (Western Carpathians) by KOZUR & MOCK (1972) and in the Lagonegro Basin (d'ARGANIO, KOZUR & MRSELLA, in press). Only KRYSZYN (1980) did not recognize the horizon with *P. andrusovi* in the Alps, but seemingly he regarded this species as juvenile *M. bidentata*.

Parvigondolella ? vrielyncki n.sp. begins already before *Mockina bidentata* (MOSHER). In contrary to all other *Parvigondolella* species it has no main cusp. Its adults are considerably larger than adult *Parvigondolella*, the blade is higher and the denticles are more numerous than in any other *Parvigondolella* species. Therefore it is most probably a homeomorph form which does not

belong to *Parvigondolella* KOZUR & MOCK. Perhaps it is related to the *Nicoraella* ? *budaensis* group or any other Late Triassic *Nicoraella* species. But this cannot be decided, because the apparatus is not yet known.

KRYSTYN (1980) rejected the genus *Parvigondolella* KOZUR & MOCK and he regarded its representatives as juvenile platform-less stages (*andrusovi* stage) of "*Epigondolella*" *bidentata* MOSHER. But the main occurrence of *Parvigondolella* is in the topmost Norian and Rhaetian, beyond the highest occurrence of *Mockina bidentata* (MOSHER) or any other platform-bearing metapolygnathids. KRYSTYN (1980, Pl. 14, Fig. 4) placed also a typical, well preserved *P. ? vrielyncki* n.sp., here choicen as holotype, into "*Epigondolella*" *bidentata* MOSHER. But as already visible by KRYSTYN (1980, Pl. 14, Figs. 1-4) this assumed "juvenile platform-less *andrusovi* stage" of *M. bidentata* is considerably larger, has more denticles and a higher blade than even the largest adult specimens of *M. bidentata* (MOSHER) figured by KRYSTYN (1980). An ontogenesis, where the early juvenile quite platform-less stages are larger, have more denticles and a higher blade than the largest adult specimens of the same species, is quite unknown among the conodonts and not to expect in any species. Moreover, *M. bidentata* (MOSHER) has a quite different range (Sevatian, with exception of uppermost Sevatian) from *Parvigondolella* (? higher Alaunian, Upper Sevatian to Upper Rhaetian). Therefore the view of KRYSTYN, expressed in several papers, that *Parvigondolella* comprises the juvenile specimens of *M. bidentata*, has to be abandoned.

Genus *Zieglericonus* n.gen.

Derivatio nominis: In honour of Prof. Dr. W. ZIEGLER, Frankfurt a. M., in recognition of his excellent contributions to the conodont research.

Type species: *Zieglericonus rhaeticus* n.gen. n.sp.

Diagnosis: Single cone conodont with a widely expanded and deeply excavated base. Cone laterally compressed.

Occurrence: Middle part of Late Rhaetian, upper *M. koessenensis* Subzone, ?basal *M. ultima* zone of Hungary (Csővár). Pre-*planorbe* beds of Great Britain.

Remarks: Secondary single cone conodont. The forerunner is not yet known. It could be a *Misikella* of the *M. longidentata* group or *Oncodella paucidentata* (MOSTLER).

Zieglericonus rhaeticus n.gen. n.sp.

(Pl. 5, Fig. 5; Pl. 7, Figs. 3,4)

Derivatio nominis: According to its occurrence in the Rhaetian.

Holotype: The specimen on Pl. 7, Fig. 3; rep.-no. KoMock 1988/I-5.

Locus typicus: Old large quarry in the Kecskés valley S of the Várhegy near Csővár, Hungary.

Stratum typicum: Thick bank of organodetritic limestone in a block in the lower left part of the quarry, sample 1 Z, upper *M. koessenensis* subzone with the index species.

Material: 7 specimens.

Diagnosis: Single cone conodont with widely expanded and deeply excavated basal cavity. The cone is laterally compressed. Its basal part is straight, whereas the higher part is strongly backward-bended.

The basal cavity is very deep and it reaches straightly into the beginning of the backward-bended part. By this its tip is situated more near to the anterior margin of the cone.

The distribution of the "white matter" is quite characteristic: The upper half of the cone is quite hyaline and its lower half is totally filled with "white matter" with a quite sharp boundary between these 2 parts.

Occurrence and remarks: See under the genus.

3. Stratigraphic Evaluation of the Rhaetian Conodonts in the Alps and Hungary

Stratigraphically most important are the species of *Misikella* KOZUR & MOCK (see Table 1) which are especially in fully pelagic sediments very frequent, but occur also in the Kössen facies.

Also some other genera yielded stratigraphically important species. Different species of *Parvigondolella* are wide-spread (but often rare) in the Rhaetian (Alps, Western Carpathians, Csővár/Hungary, Lagonegro Basin). But until now often only the ramiform elements were found, whereas the very small, important spathognathodiform elements were lost by using 0,1 mm sieves, usually applied in the conodont research.

Neohindeodella detrei n.sp. is the index species of the youngest conodont zone above the last occurrences of the genera *Misikella* and *Parvigondolella*. *Neohindeodella rhaetica* n.sp. is a frequent and characteristic Rhaetian species, but similar forms, transitional between *N. triasica* (MÜLLER) and *N. rhaetica* n.sp., occur in the higher Tuvalian and Norian.

Zieglericonus rhaeticus n.gen. n.sp., a single cone conodont, is quite characteristic for the higher *M. koessenensis* subzone and ranges perhaps still into the basal *M. ultima* zone. It occurs also in the Germanic Rhaetian (pre-*planorbe* beds of Great Britain, SWIFT, poster on ECOS-V, Frankfurt 1988) together with *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK and ramiform elements of *Parvigondolella*.

In fully pelagic cherty limestones (Csővár Limestone Formation) *Norigondolella steinbergensis* (MOSHER) is still frequent up to the top of the *M. koessenensis* Subzone (Middle part of Late Rhaetian) and perhaps it ranges still into the basal *M. ultima* A.-Z. Its upper range coincides with the upper range of *Zieglericonus rhaeticus* n.gen. n.sp.

Chirodella dinodoides (TATGE) and *Grodella delicatula* (MOSHER) are long-ranging species which ranges as high as *Misikella* and *Parvigondolella*.

The following conodont zones can be discriminated within the higher Sevatian and Rhaetian:

3.1. *Misikella hernsteini* – *Parvigondolella andrusovi* Assemblage Zone

Definition

Occurrence of the index species without *Mockina bidentata* (MOSHER) and without *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK.

Lower boundary

Disappearance of *Mockina bidentata* (MOSHER) and *M. slovakensis* (KOZUR).

Upper boundary

Appearance of *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK.

Type locality

Hernstein (Austria).

Observed conodonts

Chirodella dinodoides (TATGE), *Grodella delicatula* (MOSHER), *Misikella hernsteini* (MOSTLER), *Neohindeodella dropla* (SPASOV & GANEV), *N. cf. rhaetica* n.sp., *Norigondolella steinbergensis* (MOSHER), only in pelagic limestones and cherts, *Oncodella paucidentata* (MOSTLER), only in pelagic sediments, *Parvigondolella andrusovi* KOZUR & MOCK (very rare or absent in the higher part of the zone), *P. ? lata* KOZUR & MOCK (only in the higher part of the zone).

Stratigraphic range

Uppermost undoubtedly Sevatian.

Distribution

Whole Eurasian Tethys.

Remarks

KOZUR & MOCK (1972) introduced 2 zones for this interval, the *Parvigondolella andrusovi* A.-Z. and the *Misikella hernsteini* A.-Z. However, the interval with frequent *P. andrusovi* is rather short and above this level the species is rare, whereas *M. hernsteini* becomes more and more frequent. Therefore the separation of these 2 zones is rather difficult, in spite of the fact that the horizon with frequent *P. andrusovi* (without *M. bidentata*) is well recognizable and widely distributed, especially in non-condensed sequences, like in the Lagonegro Basin (southern Italy).

The *Norigondolella steinbergensis* Zone sensu KRYSZYN (1980) is a clear facies assemblage, but not a biostratigraphic zone. Because it has moreover no priority, it can be also not used after redefinition. According to KRYSZYN (1980) its lower boundary is defined by the disappearance of platform-bearing *Epigondolella* and it would therefore coincide with the lower boundary of the *M. hernsteini* – *P. andrusovi* A.-Z. On the other hand, he correlated the *N. steinbergensis* Zone with the *Vandaites stuerzenbaumi* ammonoid subzone. But even in the underlying "*Choristoceras*" *haueri* Zone neither *M. bidentata* nor *P. andrusovi* are present and at least in the largest parts of the still older *Cochloceras suessi* ammonoid zone *M. bidentata* is missing. So, the definition of the *N. steinbergensis* Zone and its correlation with the ammonoid zonation exclude each other. The upper boundary of the *N. steinbergensis* Zone was defined by KRYSZYN (1980) with the disappearance of *N. steinbergensis*. Because we have found *N. steinbergensis* up to the *M. koessenensis* subzone of the *M. posthernsteini* A.-Z., the *N. steinbergensis* Zone would comprise according to its original definition several conodont zones from the base of the *M. hernsteini*

– *P. andrusovi* A.-Z. up to the top of the *M. posthernsteini* A.-Z.

The disappearance of *N. steinbergensis* is a clearly facies-controlled event. The highest range of the species can be observed in fully pelagic cherty limestone facies, where it can be found up to the lower part of Late Rhaetian together with *Choristoceras* s. str. In the likewise pelagic transition between Hallstatt Limestones and Zlambach Marls *N. steinbergensis* disappeared considerably earlier, at the top of the transitional beds inside the Lower Rhaetian, because it is absent or very rare in clayey-marly sediments even in fully pelagic environments. This is clearly to recognize in Rhaetian sections with cherty limestones and marls/marly limestones. Even, if the cherty limestones (pure limestones) are rich in *N. steinbergensis*, this species is absent in conodont-bearing intercalated marls/marly limestones. In shallow water, but pure, biogenic limestones with ammonoids *N. steinbergensis* is, like all conodonts, rare, but present here up to the top of the Lower Rhaetian in beds with *Vandaites stuerzenbaumi* (MOJSISOVIC) as in Bleskový prameň (Slovakia). In restricted basin sediments (Kössen Beds) *N. steinbergensis* is quite missing. Therefore the *N. steinbergensis* Zone could not be recognized in a large part of conodont-bearing topmost Sevatian to Rhaetian beds.

After finishing this paper we have got the paper KRYSZYN, L. (1987): Zur Rhät-Stratigraphie in den Zlambach-Schichten (vorläufiger Bericht). – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., 196 (1–4), 21–36. In this paper the *N. steinbergensis* A.-Z. was redefined and a new correlation with the "*Choristoceras*" *haueri* Subzone was given. But as mentioned above, for priority reasons and because of the extrem facies-dependence of *N. steinbergensis*, this zone cannot be used after redefinition.

KRYSZYN (1987) pointed out that according to his opinion the *N. steinbergensis* A.-Z. is not identical with the original *M. hernsteini* A.-Z. As erroneously stated by KRYSZYN (1987, p. 27) according the original definition by KOZUR & MOCK (1972, p. 7), *N. steinbergensis* is already missing in the *M. hernsteini* A.-Z. But the original definition of the zone by KOZUR & MOCK (1972, p. 7) is:

"... Lebensbereich von *Spathognathodus hernsteini* ohne das gleichzeitige Vorkommen von *E. bidentata* und *P. andrusovi* ..."

The occurrence and range of the long-ranging, extremely facies-controlled and therefore stratigraphically not important *N. steinbergensis* were even not discussed by KOZUR & MOCK (1972).

KOZUR (1980) has not changed the scope of the *M. hernsteini* A.-Z. as stated by KRYSZYN (1987), but the diagnosis was quite the same as in KOZUR & MOCK (1972):

"... Vorkommen von *M. hernsteini* ohne *Metapolygnathus bidentatus* und *Parvigondolella andrusovi* ..." (KOZUR, 1980, p. 108).

KOZUR (1980) has given additionally a list of all known species from the *M. hernsteini* A.-Z., including also *N. steinbergensis* (MOSHER). Such a list was not given in KOZUR & MOCK (1972), but it has no influence to the definition of the zone!

KRYSZYN (1987) pointed out that the *M. hernsteini* A.-Z. sensu KOZUR & MOCK (1972) and KOZUR (1980) must be Rhaetian in age, that means according to the *Norian/Rhaetian boundary between the Cochloceras suessi* and "*Choristoceras*" *haueri* zones (KOZUR, 1973, 1980, now also accepted by KRYSZYN, 1987) younger than the *Cochloceras*

suessi Zone. No Rhaetian fossils were reported from the Hernstein section chosen as type section for the *M. hernsteini* A.-Z., only Norian ones, like *Monotis* and Sevatian holothurian sclerites. Moreover, KOZUR (1980) recognized an upper *M. hernsteini* A.-Z. with *M. hernsteini*, *M. posthernsteini*, *N. steinbergensis*, *O. paucidentata* and *P. ? lata* and a lower *M. hernsteini* A.-Z. without *M. posthernsteini* (otherwise with the same above listed species). The conodont fauna of the upper *M. hernsteini* A.-Z. sensu KOZUR (1980) is characteristic for the larger part of the *Cochloceras suessi* ammonoid zone, placed by KOZUR (1980) into the topmost Norian, an age assignment which is also accepted by KRYSZYN (1987). The lower *M. hernsteini* A.-Z. would even remain Norian, if the Norian/Rhaetian boundary would be finally defined with the first appearance of *M. posthernsteini* (see below).

Compared with the original definition of the *M. hernsteini* A.-Z., the upper range of the *M. hernsteini* – *P. andrusovi* A.-Z. is here changed. The disappearance of *M. hernsteini* seems not to be a good marker for the definition of the upper boundary, because just in the Norian/Rhaetian transition with frequent occurrences of al-lodapical limestones and other signs of reworking the disappearance of a species alone is not a good marker. In several higher Lower Rhaetian samples with dominating *M. posthernsteini* (up to 500 specimens per kg sediment) some *M. hernsteini* were found, often accompanied by some specimens of *E. abneptis* and other older, clearly reworked conodonts. It is difficult to decide, whether *M. hernsteini* is in such samples reworked or still present in the higher Lower Rhaetian as assumed by KRYSZYN (1987). Unfortunately, KRYSZYN (1987) has not figured any Lower Rhaetian *M. hernsteini*, so that a confusion of this species with highly evolved *Parvigondolella*, present in Lower Rhaetian cannot be excluded.

The appearance of *M. posthernsteini* is documented by transitional forms inside the phylomorphogenetic line *M. hernsteini* – *M. posthernsteini* and worldwide recognizable. Therefore the first appearance of *M. posthernsteini* in the former upper *M. hernsteini* A.-Z. would be an ideal marker for the definition of the Norian/Rhaetian boundary. As discussed by BIRKENMAJER, KOZUR & MOCK (1990) this boundary is worldwide recognizable in all conodont-bearing facies and it lies near to the somewhat diachronous original, lithologically defined, base of the Rhaetian. In this case large parts (or the whole?) *Cochloceras suessi* ammonoid zone would belong to the Rhaetian. The Norian/Rhaetian boundary between the *Cochloceras suessi* and "*Choristoceras*" *haueri* ammonoid zone or any other reliable ammonoid-based Sevatian/Rhaetian boundary could be in Eurasia only recognized within the Hallstatt/Zlambach facies area and would be so a rather academic boundary.

3.2. *Misikella posthernsteini* Assemblage-Zone

Definition

Occurrence of *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK without typical representatives of *M. ultima* n.sp.

Lower boundary

Appearance of *M. posthernsteini* KOZUR & MOCK.

Upper boundary

Appearance of typical representatives of *M. ultima* n.sp. Transitional forms to *M. posthernsteini* with one tiny denticle behind the main blade begin already somewhat earlier.

Type locality

Siwiańskie Turnie (Choč Nappe), Polish Tatra.

Observed conodonts

Chirodella dinodoides (TATGE), *Grodella delicatula* (MOSHER), *Misikella hernsteini* (MOSTLER), only in the lower subzone, *M. koessenensis* MOSTLER, only in the upper subzone, *M. posthernsteini* KOZUR & MOCK, *M. rhaetica* MOSTLER, *Neohindeodella dropla* (SPASOV & GANEV), *N. rhaetica* n.sp., *Norigondolella steinbergensis* (MOSHER), only in limestones of open-sea, fully pelagic facies, *Oncodella paucidentata* (MOSTLER), restricted to fully pelagic open-sea facies, not more present in the higher part of the upper subzone, *Parvigondolella ? lata* KOZUR & MOCK, only in the lower subzone, *P. rhaetica* n.sp., *Zieglericonus rhaeticus* n.gen. n.sp., only in the upper subzone.

Stratigraphic range

Cochloceras suessi to lower *Choristoceras marshi* ammonoid zones. Topmost Norian to lower part of Late Rhaetian. By definition of the lower boundary of the Rhaetian with the first appearance of *M. posthernsteini* this zone would be restricted to the Lower Rhaetian and lower part of Upper Rhaetian.

Distribution

Alps, Western Carpathians, Hungary (Buda Ms., Csóvár, Keszthely Mts.), Lagonegro Basin (southern Italy), western Sicily, Himalaya, Japan, Papua New Guinea, ?North America.

Remarks

In the above definition, the *M. posthernsteini* A.-Z. is worldwide recognizable in all conodont-bearing facies. The first appearances both of *M. posthernsteini* and of *M. ultima* lie in a well-known phylomorphogenetic line (*M. hernsteini* – *M. posthernsteini* – *M. ultima*) and both species occur in all conodont-bearing facies.

The *M. posthernsteini* A.-Z. is here used in a somewhat wider range (including the upper *M. hernsteini* A.-Z. sensu KOZUR, 1980) than in the original definition by KOZUR & MOCK (1974 b). The reason for this new definition of the lower boundary has been discussed under the *M. hernsteini* – *P. andrusovi* A.-Z. (see above).

The *M. posthernsteini* A.-Z. sensu MOSTLER, SCHEURING & ULRICHS (1978) and KRYSZYN (1980, 1987) does not correspond to the *M. posthernsteini* A.-Z. sensu KOZUR & MOCK (1974 b) or to the *M. posthernsteini* A.-Z. used in the present publication. Conodonts of this stratigraphic level (higher Late Rhaetian) were not included into the *M. posthernsteini* A.-Z. by KOZUR & MOCK (1974 b). The *M. posthernsteini* A.-Z. sensu MOSTLER et al. (1978) and KRYSZYN (1980, 1987) corresponds to the *M. ultima* Zone, newly introduced here. 2 of 3 figured specimens of *M. posthernsteini* by MOSTLER et al. (1978, Pl. 1, Figs. 20,21) belong to *M. ultima* n.sp., also the figured sketches of *M. posthernsteini* from the higher Late Rhaetian by MOSTLER et al. (1978) and KRYSZYN (1987) are clearly *M. ultima*. *M. posthernsteini* occurs still in the *M. ultima* Zone, but inside this zone it is more and more replaced by *M. ultima*.

Inside the *M. posthernsteini* A.-Z. several conodont zones were discriminated during the last years, but all are based on facies-controlled ranges of different species. MOSTLER et al. (1978) introduced the *M. rhaetica* Zone and defined it with the range of the index species. They restricted this zone to the lower part of the *Choristoceras marshi* ammonoid zone (lower part of Late Rhaetian). This corresponds to the range of this species in the Weißloferbach section.

There, like in all occurrences in the Kössen facies, *M. rhaetica* is restricted to the more basinal facies of the Kössen Beds and therefore only the upper range of the total range of this species can be observed. The real total range of this species begins well inside the *Choristoceras haueri* ammonoid zone. Even in the *Cochloceras suessi* ammonoid zone some specimens occur, which are very similar, perhaps identical, with *M. rhaetica* (also the holotype of *Neospathodus lanceolatus* MOSHER, 1968 belongs to these forms).

KRYSTYN (1980) recognized the considerably larger total range of this species in the fully pelagic Zlambach Marl facies and in agreement with the original definition he used the *M. rhaetica* Zone as a range zone in a by far wider scope as by MOSTLER et al. (1978). In this scope it corresponds, in agreement with the original definition, nearly perfectly to the originally discriminated *M. posthernsteini* A.-Z. sensu KOZUR & MOCK (1974 b), who had not investigated higher Late Rhaetian conodonts. KRYSTYN (1987), in turn, used this *M. rhaetica* Zone as assemblage zone above his *Oncodella paucidentata* A.-Z. in a stratigraphic scope which does not agree neither with the *M. rhaetica* Zone sensu MOSTLER et al. (1978) nor with the *M. rhaetica* Zone sensu KRYSTYN (1980). These changes in the stratigraphic range of the *M. rhaetica* Zone (A.-Z.) reflect the sporadic, strongly facies-controlled occurrences of this species. Even in fully pelagic sequences many samples occur inside the *M. rhaetica* Zone (A.-Z.), where *M. rhaetica* is missing in spite of the presence of more than 100 specimens of *M. posthernsteini* per sample. Moreover, in large parts of the Kössen Beds *M. rhaetica* is quite missing and only *M. posthernsteini* or *M. posthernsteini* and *M. hernsteini* are present. Therefore the *M. rhaetica* Zone, which corresponds to the largest part of the originally defined *M. posthernsteini* A.-Z., is not used here.

KRYSTYN (1987) used 3 conodont zones inside the originally defined *M. posthernsteini* A.-Z. His zonations is based on the Zlambach Marl sections of the Salzkammergut. As he pointed out, conodonts are very rare in this facies, every second sample yielded no conodonts and the conodont-bearing samples yielded in general 3–5 conodonts per 5 kg sample. In such very poor faunas the real ranges of the species can be hardly determined. Moreover, the Zlambach Marl sequences are characterized by the transition from limestones/marly limestones into clayey marls and some marly limestones. This causes additionally facies-dependent upper ranges of some species (e.g. *N. steinbergensis*).

Our investigations in fully pelagic Rhaetian cherty limestones, where all samples yielded between 20 and 1000 conodonts per kg sample, have shown that the zonation by KRYSTYN (1987) inside the *M. posthernsteini* A.-Z. is based on facies-controlled disappearances of conodonts. The "*Gondolella*" *steinbergensis* A.-Z. from the "*Choristoceras*" *haueri* ammonoid zone (nearly the same conodont fauna is also known from the higher

Cochloceras suessi ammonoid zone) was already discussed under the *M. hernsteini* – *P. andrusovi* A.-Z. and rejected as facies-controlled assemblage (see above).

Likewise a facies-controlled conodont assemblage is the *Oncodella paucidentata* A.-Z. introduced by KRYSTYN (1987). Its lower boundary is defined by the disappearance of *N. steinbergensis*, but in the cherty limestone facies this species ranges even by far higher up than *O. paucidentata* and it disappears there even later than *M. rhaetica*, the index species of the next higher assemblage-zone discriminated by KRYSTYN (1987) within the *M. posthernsteini* A.-Z. sensu KOZUR & MOCK. Moreover, *O. paucidentata* is restricted to pelagic sequences (quite missing in the Kössen beds). For this reason the *O. paucidentata* A.-Z. can be only found in the special facial sequence of the Alpine Zlambach Marls. In fully pelagic cherty limestone sequences it cannot be separated from the *N. steinbergensis* facial assemblage, because here *N. steinbergensis* does not disappear (because of increasing clay contents) before *O. paucidentata*, but considerably later than this species. In the Kössen Beds, in turn, *O. paucidentata* is missing for facial reasons, so that this zone cannot be discriminated there as well.

3.2.1. *Misikella hernsteini* – *Misikella posthernsteini* Subzone

Definition

Joint occurrences of *M. hernsteini* (MOSTLER) and *M. posthernsteini* KOZUR & MOCK.

Lower boundary

Appearance of *M. posthernsteini*.

Upper boundary

Disappearance of *M. hernsteini*.

Observed conodonts

Chirodella dinodoides (TATGE), *Grodella delicatula* (MOSHER), *Misikella hernsteini* (MOSTLER), *M. posthernsteini* KOZUR & MOCK, *M. rhaetica* MOSTLER (typical specimens only in the upper part of the subzone), *Neohindeodella dropla* (SPASOV & GANEV), *N. rhaetica* n.sp., *Norigondolella steinbergensis* (MOSHER), only in limestones of open-sea, fully pelagic facies, *Oncodella paucidentata* (MOSTLER), only in fully pelagic facies, *Parvigondolella ? lata* KOZUR & MOCK.

Stratigraphic range

Cochloceras suessi and *haueri* ammonoid zones (topmost Norian and lower part of Lower Rhaetian or only Lower part of Lower Rhaetian, if the first appearance of *M. posthernsteini* is used for the definition of the lower boundary of the Rhaetian).

Distribution

Alps, Western Carpathians, Hungary (Buda Mts., Keszthely Mts.), Lagonegro Basin (southern Italy), western Sicily, Himalaya, Japan, ? North America.

The *M. hernsteini* – *M. posthernsteini* Subzone is well recognizable in all conodont-bearing sediments: Pelagic Hallstatt Limestones, pelagic cherty limestones, cherts, pelagic marls/marly limestones (Zlambach Marl), restricted basin facies (Kössen Beds), here both in limestones, marls and marly claystones.

3.2.2. *Misikella koessenensis* Subzone

Diagnosis

Joint occurrences of *M. posthernsteini* KOZUR & MOCK, *M. koessenensis* MOSTLER, *M. rhaetica* MOSTLER without *M. hernsteini* (MOSTLER) and *M. ultima* n.sp.

Lower boundary

Disappearance of *M. hernsteini*.

Upper boundary

Appearance of typical representatives of *M. ultima*.

Observed conodonts

Chirodella dinodoides (TATGE), *Grodella delicatula* (MOSHER), *Misikella koessenensis* MOSTLER, *M. posthernsteini* KOZUR & MOCK, *M. rhaetica* MOSTLER, *Neohindeodella dropla* (SPASOV & GANEV), *N. rhaetica* n.sp., *Norigondolella steinbergensis* (MOSHER), only in limestones of open-sea, fully pelagic facies, *Oncodella paucidentata* (MOSTLER), only in fully pelagic open-sea sediments, not more present in the upper part of the subzone, *Parvigondolella rhaetica* n.sp., *Zieglericonus rhaeticus* n.gen. n.sp.

Stratigraphic range

Vandaites stuerzenbaumi to middle part of *Choristoceras marshi* ammonoid zones (higher part of Lower Rhaetian to lower part of Upper Rhaetian).

Distribution

Alps, Western Carpathians, Hungary (Buda Mts. Csővár, Lagonegro Basin (southern Italy), Germanic Rhaetian (Great Britain), Himalaya, Japan, ? North America.

Remarks

This subzone was originally introduced as zone by KOZUR (1989). Later investigations has confirmed the view of KOZUR (1989) that *M. koessenensis* ranges higher up than *M. rhaetica*, but has as a whole a shorter range than this species. Unfortunately also this species has a rather sporadic, strongly facies-controlled occurrence. Like *M. rhaetica* it occurs rarely in fully pelagic sediments and it is only frequent in the more basinal, but nevertheless rather shallow-water facies of the Kössen beds. In conodont-rich (100–1000 conodonts per kg material), fully pelagic sediments *M. koessenensis* may be quite missing, like *M. rhaetica*, but unlike *M. posthernsteini*, which is very frequent in such samples. Therefore neither the first, nor the least appearance of *M. koessenensis* can be used for exact defining a conodont zone.

The first appearance of the facies-independent *M. ultima* (present in all conodont-bearing facies) is a good marker for the upper boundary of the *M. koessenensis* Subzone and for the upper boundary of the *M. posthernsteini* A.-Z., but the disappearance of *M. hernsteini* can be only used in subzonal rank (see remarks to the upper boundary of the *M. hernsteini* – *P. andrusovi* A.-Z.). In few conodont-rich samples *M. hernsteini* was still found inside the *M. koessenensis* Subzone, but always in very low frequencies of one specimen per several hundreds specimens of *M. posthernsteini*, but in these samples also clearly reworked metapolygnathids (e.g. *E. abneptis*), in about the same low frequency, like *M. hernsteini*, were found. Therefore also *M. hernsteini* could be reworked. KRYSSTYN (1987) reported one sample with *M. hernsteini* from the lower part of the *M. koessenensis* Subzone. Also

this sample derived from allodapical limestones so that reworking cannot be excluded. If *M. hernsteini* would be still present (unreworked) in the *M. koessenensis* Subzone, than its frequency is extremely low, quite in the contrary to the lower subzone of the *M. posthernsteini* A.-Z., where *M. hernsteini* belongs to the frequent to dominant conodont species.

Also some other features can be used for recognition of the *M. koessenensis* Subzone: The occurrences of *M. koessenensis* MOSTLER and of *Zieglericonus rhaeticus* n.gen. n.sp. Both these species are restricted to this subzone, and *Z. rhaeticus* occurs even both in pelagic Tethyan and non-pelagic outer-Tethyan deposits (Germanic Basin). Unfortunately, both species have a rather sporadic occurrence, in some samples of the same sequence rather frequent, in other ones quite missing (even in conodont-rich sediments). Therefore their presence is an evidence for the presence of the *M. koessenensis* Subzone, but their absence even in conodont-rich samples does not exclude this stratigraphic level. The majority of the samples from the *M. koessenensis* Subzone yielded among the stratigraphically important conodonts only *M. posthernsteini*. This is the case in the Kössen Beds with exception of the highest part of the sub-zone, where during a deepening of the basin *M. koessenensis* and *M. rhaetica* invaded. But there are also samples of fully pelagic cherty limestones inside the *M. koessenensis* Subzone which yielded more than 500 specimens of *M. posthernsteini*, but no other species of *Misikella*. Even in samples, where *M. koessenensis* and *M. rhaetica* are present, *M. posthernsteini* is mostly clearly dominating in ratios of 10 : 1 or even higher ratios. The real characteristic and dominant species of the *M. koessenensis* Subzone is therefore *M. posthernsteini*.

This is still underlined by the fact that the *M. koessenensis* Subzone corresponds to the *M. posthernsteini* A.-Z. in its original scope (occurrence of *M. posthernsteini* without *M. hernsteini*), because higher Rhaetian conodont faunas with *M. ultima* n.sp. (*M. ultima* Zone = "*M. posthernsteini* A.-Z." sensu MOSTLER et al., 1978 and KRYSSTYN, 1980, 1987) were not investigated by KOZUR & MOCK (1974 b) and were even not known in this time. Also for this reason it is better to use a *M. koessenensis* Subzone rather than a *M. koessenensis* Zone.

M. rhaetica cannot be used as index species for the *M. koessenensis* Subzone, because it is already present in a level, where *M. hernsteini* is still rather frequent. Because of the above mentioned sporadic occurrences of *M. rhaetica* and its restriction to basinal facies, the first appearance of this species cannot be used to separate the 2 subzones within the *M. posthernsteini* A.-Z.

3.3. *Misikella ultima* Zone

Definition

Stratigraphic range of typical representatives of *M. ultima* n.sp.

Lower boundary

Appearance of typical representatives of *M. ultima* n.sp.

Upper boundary

Disappearance of the genera *Misikella* and *Parvigondolella* (*Parvigondolella* n.sp., not yet described).

Type locality

Old large quarry in the Kecskés valley S of the Várhegy near Csöbvár (Hungary).

Observed conodonts

Chirodella dinodoides (TATGE), *Grodella delicatula* (MOSHER), *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK (rare, only in the lower part of the zone still frequent), *M. ultima* n.sp., *Neohindeodella rhaetica* n.sp., *Parvigondolella* n.sp.

Stratigraphic range

Upper part of *Choristoceras marshi* ammonoid zone and beds immediately above the last occurrence of *Choristoceras*. Higher part of Late Rhaetian.

Distribution

Alps (upper part of higher Kössen Beds, upper part of Zlambach Marls), Hungary (Csöbvár).

Remarks

In the type locality the whole zone is present in conodont-rich beds, well distinguishable from the underlying *M. koessenensis* Subzone of the *M. posthernsteini* A.-Z. and from the overlying *N. detrei* Zone, from which only the index species (but still rather frequent) is known. Transitional forms between *M. posthernsteini* and *M. ultima*, characterized by the presence of a tiny denticle behind the main blade, begin already within the underlying beds of the *M. koessenensis* Subzone.

The *M. ultima* A.-Z. ranges some meters above the last occurrence of *Choristoceras*. These beds are facially identically with the underlying *Choristoceras*-bearing Late Rhaetian, but they contain no guide-fossils for the Triassic or Jurassic, if the conodonts are not regarded as decisive pre-Jurassic. In this connection it is highly interesting that in the pre-*planorbe* beds of topmost Rhaetian in Great Britain *Zieglericonus rhaeticus* n.gen. n.sp. (quite typical for the *M. koessenensis* Subzone), *M. posthernsteini* KOZUR & MOCK and ramiform elements are present (SWIFT, poster on ECOS-V, Frankfurt a.M., 1988). In the pre-*planorbe* beds already a Jurassic bivalve fauna (SYKES et al., 1970) was found that occur together with a Rhaetian, higher up Rhaeto-Liassic sporomorph association (FISHER, 1972). The still younger *M. ultima* Zone, especially its upper part above the last occurrence of *Choristoceras*, should therefore represent the youngest Triassic.

3.4. *Neohindeodella detrei* Zone

Definition

Stratigraphic range of *N. detrei* n.sp. without any other conodonts.

Lower boundary

Disappearance of the genera *Misikella* KOZUR & MOCK and *Parvigondolella* KOZUR & MOCK.

Upper boundary

Disappearance of *Neohindeodella detrei* n.sp., the youngest and last conodont species of the world.

Type locality

Old quarry in the Kecskés valley S of the Várhegy near Csöbvár (Hungary).

Observed conodonts

Only *N. detrei* n.sp., in some samples still rather frequent.

Stratigraphic range

Topmost Rhaetian or basalmost Liassic.

Distribution

Until now only known from the type locality.

Remarks

The *N. detrei* Zone occurs in its type locality over a distance of several meters. Its basis lies already several meters above the last occurrence of *Choristoceras*. In contrary to the higher part of the *M. ultima* Zone which lies also above the last observed occurrence of *Choristoceras*, a distinct facial change can be observed at the base of the *N. detrei* Zone. The fully pelagic, often al-lodapical limestones and cherty limestones of the Late Rhaetian were replaced by thin-bedded, detritical marly limestones with plant debris. No index fossils were found in these beds. Only some holothurian sclerites occur which are known both from the Rhaetian and Liassic. A basal Liassic age of these beds cannot be excluded. Because of the last presence of conodonts in these beds, the *N. detrei* Zone is here tentatively placed into the topmost Rhaetian. Further studies about the age of this zone are in progress.

After finishing this paper, *N. detrei* was found also somewhat higher, in light-coloured micritic limestones of the basal Várhegy Cherty Limestone Formation that yielded Hettangian to Lower Sinemurian radiolarians. *Relanus hettangicus* KOZUR & MOSTLER was found immediately above the beds with *N. detrei* that have not yielded radiolarians. A basal Liassic age of these beds is probably.

4. Stratigraphic and Tectonic Implications of the New Rhaetian Conodont Data for the Investigated Areas in Hungary

4.1. Csöbvár

(Triassic of the left side of Danube river)

The classical outcrop of the Csöbvár Limestone Formation (formation name introduced by BALOGH, 1981) is the old large quarry in the Kecskés valley S of the Várhegy near Csöbvár. The lithological character of the rocks from this section is described by KOZUR & MOSTLER (1973). The sequence consists of well-bedded gray, marly bituminous limestones, marls, partly cherty and often graded biogenic limestones. In the highest part (not discussed by KOZUR & MOSTLER, 1973) marly silty limestones with plant remains are present. According to KOZUR & MOSTLER (1973) this is a pelagic basinal sequence from a reef slope with repeated influx of reef debris and other shallow water components. Graded bedding is quite characteristic for several beds and also slumping structures (intraformational breccias) occur in some beds.

For about 80 years these beds were placed on the base of macrofaunas into the Lower Carnian by all Hungarian geologists. But KOZUR & MOSTLER (1973) could show that according to the conodonts and holothurian sclerites these beds belong to the highest Triassic (*Misikella hernsteini* A.-Z. s.l. including the

Table 2.
Stratigraphic columns in the Buda Mts.

Stage	Substage	Se of Buda Line		NW of Buda Line Nagykovácsi Nappe
		Buda Nappe	Csővár Nappe	
Rhaetian			Csővár Limestone Formation (bedded, partly fine-laminated, dark-gray, bituminous, partly cherty or marly limestones)	
Norian	Sevatian			Dachstein Limestone Formation
	Alaunian	Sashegy Dolomite Formation (massive and bedded, light- colored, above dark, pelagic cherty dolomites - origi- nally cherty limestones)		Limestones and dolomites
	Lower Norian	Ammonoid-bearing dolomites	? Nézsza Limestone Formation	Hauptdolomite Formation
Carnian	Tuvalian	Dolomites with megalodontids	Dolomites	dolomites marly limestones, marls, cherty massive dolomites
	Julian			
	Cordevolian	Wetterstein Dolomite subordinate volcanics	Dolomite	Wetterstein Dolomite
Ladinian	Longobardian			
	Fassanian			

younger *Misikella* faunas not yet separated in this time). This fauna was placed into the Upper Sevatian (including the Rhaetian). According to DETRE, DOSZTÁLY & HERMAN (1986) this age determination was in the beginning doubted by the Hungarian geologists. Also the new ammonoid fauna determined by ZAPFE and KRYSZYN (in KOZUR & MOSTLER, 1973) confirmed again a Carnian age of these beds. But DETRE (1981) and BALOGH (1981) finally accepted the age determinations by KOZUR & MOSTLER (1973). Now these age determinations were supported by the discovery of *Choristoceras nobile* MOJ-SISOVICS in the middle part of the quarry (DETRE, DOSZTÁLY & HERMAN, 1986). By this the contradictions between the age determinations after macrofauna (Lower Carnian) and after microfossils (Rhaetian) could be removed, because *Choristoceras* is an index genus for the Rhaetian.

Bed by bed sampling in this outcrop has now yielded a lot of conodonts and holothurian sclerites, among it also new conodont species, described in the present paper. The age of the Csővár Limestone Formation in its type locality could be determined by these fossils as Upper Rhaetian. A basal Liassic age for the topmost beds of the outcrop (silty, marly, plant-bearing limestones) cannot be quite excluded.

The light-coloured, partly massive, partly thick-bedded cherty limestones from the southern slope of the

adjacent Várhegy were also placed into the Csővár Limestone Formation by BALOGH (1981) and HAAS & KOVÁCS (1985), but they are here separated from this formation. These limestones were deposited at the slope of an open basin (debris flows, slump folds), but without influx of reef debris and other shallow water material. They yielded radiolarians and holothurian sclerites of Liassic age (KOZUR, in press, KOZUR, MOCK & MOSTLER, in prep.). These beds are named here as Várhegy Cherty Limestone Formation (type locality Várhegy near Csővár). Only the basal part of the Várhegy section (gray limestones) belongs to the Csővár Limestone Formation. Also above the Csővár Limestone Formation of the quarry several meters of the Várhegy Formation are exposed. Sample 249 a little below the Tertiary yielded Hettangian radiolarians with *Relanus hettangicus* KOZUR & MOSTLER.

4.2. Buda Mountains and Pilis Mountains

(sampling points in the Buda Mts. see Fig.2)

As already pointed out by VÉGH-NEUBRANDT (1974), the geology of the Buda Mts. is extremely complicated. For the first time WEIN (1977, 1978) came in his genial synthesis to the opinion that the tectonic complication of the Buda Mts. is caused both by nappe structures

(Buda Nappe s.l.) and later horizontal displacements during the Tertiary. Nappe structures were already assumed by HORUSITZKY (1943) who recongized a typical South Alpine Triassic development in the SE (Buda Triassic) and a quite different North Alpine Pilis-Kovácsi development in the NW. The boundary between these really existing quite different Triassic developments in the Buda Mts. is a first order tectonic line. Along this fault zone, later named as Buda Line by BALDI & NAGYMAROSI (1976) not only the Triassic, but also the Late Eocene and Oligocene change drastically as already recognized by HORUSITZKY (1943) and later carefully elaborated by BALDI (1986). Because the late Eocene and Oligocene sequences are so different that they were surely not sedimentated in the present day directly adjacent position, large-scale horizontal movements must be present after the Oligocene.

HAAS & KOVÁCS (1985), in turn, disregarded both the nappe structures and the Buda Line and they placed the 3 major different Triassic developments of the Buda Mts. into one stratigraphic sequence which does not exist in any place of the Buda Mts. Moreover, the age determinations of the Late Triassic Formations within the constructed "sequence" are not correct. Seemingly, this "sequence" was established on the base of tectonic models published by KOVÁCS in several papers before, in which this "sequence", in turn, is used to support the paleogeographic and paleotectonic reconstructions by KOVÁCS (e.g. KOVÁCS, 1982, KÁZMÉR & KOVÁCS, 1985, see also BALLA, 1988). Because the basic stratigraphic data in the Late Triassic are not correct, also the paleogeographic reconstruction by KÁZMÉR & KOVÁCS (1985) cannot be confirmed. A postulated place of the general Norian facies boundary between Norian Hauptdolomite W of Vértes Mts. to Norian Dachstein Limestone east of it, e.g. in the whole Buda Mts. cannot be confirmed. However, just this place of the above facies boundary is one of the main supports for this reconstruction (KÁZMÉR & KOVÁCS, 1985, Figs. 1,2,4). In 2 of 3 (?4) nappes of the Buda Mts. Norian Dachstein Limestone is quite unknown and where it is present (widespread in the Nagykovácsi Nappe) it begins in the higher Middle Norian, like west of the postulated, but in the assumed place not existing general Late Triassic facies boundary. Even in the northern Bakony Mts, far west of this "facies boundary line", the Dachstein Limestone begins already in the Middle Norian (VÉGH-NEUBRANDT, 1963, BALOGH, 1981) and ranges up to the Rhaetian, quite the same range as in the Nagykovácsi Nappe of the Buda Mts. far east of the postulated place of this facies boundary.

Likewise, the Hallstatt Limestone development south and southeast of Salzburg (Hallein-Hallstatt area, the type region of the Hallstatt Limestone!) was omitted in the reconstruction by KÁZMÉR & KOVÁCS (1985, Fig. 1) and overtaken so by BALLA (1988, Fig. 2A), because it also does not fit into this reconstruction. The westernmost present-day occurrences of Hallstatt Limestones in the Alps were placed into the Northern Calcareous Alps in the meridian of Graz, about 200 km east of the Hallstatt Limestone type area, from where only Dachstein Limestone was recognized.

The Late Triassic "sequence" of the Buda Mts. reconstructed by HAAS & KOVÁCS (1985) on the base of their models for Late Triassic facies distributions, but

not on reliable stratigraphic data from concrete sections, is the most erroneous one since the end of the last century. The Mátyáshegy Limestone is not Lower Carnian, like all Hungarian geologists (and also HAAS & KOVÁCS, 1985 after extensive restudies of the type section) assumed according to age determinations from the last century, but its main part is Rhaetian (see below). The Dachstein Limestones is not present in the whole Buda Mts. "sequence" as assumed by HAAS & KOVÁCS (1985), it does not begin in the Late Carnian and it does not end within the higher Norian, but it begins in the higher Middle Norian and it ranges well into the Rhaetian. There is no lateral facies transition between the Hauptdolomite and Dachstein Limestone during the interval of Late Carnian up to Middle Norian within the Buda Mts. as shown by HAAS & KOVÁCS (1985). There is only a vertical transition from Hauptdolomite into Dachstein Limestone in the Middle Norian as already shown by WEIN (1977), clearly recognizable from the geologic map of Buda Mts. (WEIN, 1977), e.g. in the large Dachstein Limestone occurrences S of Nagykovácsi.

Independent from these mistakes in the age determinations, the single stratigraphic units do not occur in one sequence as generally assumed in the last time. Where the pelagic topmost Norian to Rhaetian Mátyáshegy Limestone or the likewise pelagic Norian cherty dolomite is present, we find no Dachstein Limestone and where Dachstein Limestone is present, we never find these pelagic sediments, because contemporaneous extremely shallow water and pelagic limestones (the cherty dolomite is secondarily dolomitized cherty limestone (KOZUR & MOCK, in prep.) of the same age cannot occur in the same sequence, if they are not tectonically attached to each other.

In the area NW of the Buda Line the Late Triassic is well exposed, e.g., around Nagykovácsi NW of Budapest. From this area a sequence of Ladinian to Lower Carnian Diplopore dolomites (Wetterstein Dolomite), Carnian dolomites, partly with megalodontids, similar Lower and Middle Norian dolomites (Hauptdolomite) and higher Middle Norian to Rhaetian Dachstein Limestone is known. Mainly the Norian-Rhaetian part of the sequence is exposed here, but according to the geologic map by WEIN (1977) N of Nagykovácsi also larger areas with Ladinian to Lower Carnian Diplopore dolomites are exposed. Maybe that the Middle Carnian part of the sequence, well known from the Pesthidegkút Kálváriahegy, from the underground of the Solymar Eocene Basin or from Pilisvörösvár (all likewise NW of the Buda Line) is not exposed around Nagykovácsi or developed in a dolomitic facies like the Lower and Upper Carnian (see below).

The change from Hauptdolomite to Dachstein Limestone is transitional and in these transitional beds late Middle Norian ammonoids were found placed into the Late Carnian *Tropites subbullatus* Zone and into the Lower Norian by BÉRCZI-MAKK (1969). The holothurian sclerites from these ammonoid-bearing beds indicate likewise Middle Norian age. The typical Dachstein Limestone yielded in several places ammonoids including the Late Norian to Lower Rhaetian index fossil *Rhabdoceras suessi* known since KUTASSY (1927) from the Remetehegy locality. KUTASSY (1936) found even *Choristoceras (Peripleurites) rotundatus* and other species, now placed into the genus *Vandaites* of Lower Rhaetian age.

Also the rich occurrences of *Triasina hantkeni* (foraminifer) indicate Rhaetian age for the higher Dachstein Limestone of the Buda Mountains. This Rhaetian age of parts of Dachstein Limestone known already since HOFMANN (1871) and still indicated by BALOGH (1981) was quite omitted by HAAS & KOVÁCS (1985). According to these authors the Dachstein Limestone of the Buda Mts. ends well below the base of the Rhaetian.

The above discussed Triassic sequence NW of the Buda Line is characteristic for the Nagykovácsi Nappe, newly introduced here. It belongs perhaps to the Adriatic nappe system sensu FLÜGEL, FAUPL & MAURITSCH (1987). Quite the same Late Triassic development is present S and E of Csobánka (N of Budapest) and in large parts of the Pilis Mountains.

The transition from the Hauptdolomite into the Dachstein Limestone has a similar Late Alauian age in the Mátyáshegy-Dorog area, in the Gerecse Mts, Vértes Mts, and in the northern Bakony, in contrary to the opinion of KÁZMÉR & KOVÁCS (1985) that within this area lies a facies boundary with Norian Hauptdolomite in the W and Norian Dachstein Limestone in the E.

From the Pesthidegkút Kálváriahegy through the Solymár Eocene Basin until Pilisvörösvár (between Buda Mts. and Pilis Mts) a sequence of cherty dolomites, dolomitic marls and marly limestone of Middle Carnian age is known. At the surface this sequence is best known from the Pesthidegkút Kálváriahegy. Here gray dolomite of probably Lower Carnian age is overlain by gray, partly bituminous massive dolomites with numerous layers of black cherty nodules. This cherty dolomite yielded a very poor fauna (few holothurian sclerites, a monospecific sponge spicule association, few euryhaline ostracods) that indicates a shallow-water, slightly hypersaline environment. This fauna is both in age and according to the indicated facies quite different from the rich pelagic Norian conodont, radiolarian and holothurian fauna from the cherty dolomite SE of the Buda Line. At the Pesthidegkút Kálváriahegy the bituminous, massive cherty dolomite is overlain by bituminous, well stratified, gray, weathered brownish-gray to brownish-yellow, partly biogenic marly limestone, thin, often dolomitic marls and limestones that yielded rich conodont and holothurian sclerite faunas of Middle Carnian age. The monospecific conodont fauna without any pelagic elements indicates restricted basin development. This part of the sequence is also well exposed in the outcrop behind the office of State Mineral and Ore Enterprise at the western margin of Pilisvörösvár south of the road to Piliscsaba. Here quite the same Middle Carnian conodont and holothurian sclerite faunas can be observed. According to VÉGH-NEUBRANDT (1974) these beds are overlain in the Pilisvörösvár area by dolomites with *Cornucardia hornigi* BITTNER (late Carnian), but she did not exclude that between both units some beds could be missing. At the Pesthidegkút Kálváriahegy the marly limestones are overlain by few meters of pure, more light-coloured limestones which contain many large bivalves, but only a poor microfauna. Dolomites follow higher up, but the direct transition is not exposed.

The Middle Carnian beds from the Pesthidegkút Kálváriahegy were mapped until now as Mátyáshegy Limestone. The Mátyáshegy Limestone (= Csővár Limestone Formation s.str.) is an open sea pelagic basin sediment with repeated influx of reef-debris, on-

koids and oolites, like we know it from the Csővár area. It contains many pelagic fossils, like radiolarians. Moreover, the Rhaetian Csővár Limestone Formation s.str. developed from Norian pelagic cherty limestones, whereas the Middle Carnian beds of Pesthidegkút Kálváriahegy developed from shallow water lagoonal dolomites through shallow water lagoonal cherty dolomites. In the lower part of the Middle Carnian marly limestones still some minute chert nodules of some mm diameter are present, but higher up no cherty nodules occur. The Mátyáshegy Limestone contains throughout its range layers with black chert nodules and without it. The Middle Carnian marly limestone does not contain radiolarians or any other pelagic fossils. Conodonts are in some beds very frequent (up to 1000 specimens per kg), but only one non-pelagic species is present. Among the holothurian sclerites only *Theelia* and *Achistrum* are present. Therefore the water depth in this restricted basin was not much higher than in the platform carbonates (dolomites) below and above.

In the Pilis Mts, at the northern slope of the Feketehegy and in the adjacent Cserepes valley, lithologically similar restricted basin sediments were partly also placed into the Carnian (ORAVECZ, 1961). Earlier authors (VIGH, 1928, SCHAFARZIK & VENDL, 1929) compared these beds with Rhaetian Kössen Beds. Even *Rhaetavicula contorta* was reported from these beds, but later not confirmed. BALOGH (1981) recognized that the presence of *Rhabdoceras suessi* in these beds that indicates Late Norian age and even does not exclude Lower Rhaetian age. BUDAI & KOVÁCS (1986) reported *Metapolygnathus slovakensis* KOZUR from these beds, but did not indicate, whether this species occurs in the lower or upper part of the Feketehegy Limestone sequence. We have found *Mockina slovakensis* (KOZUR) both from beds on the northern slope of the Feketehegy (primitive forms) and from the Cserepes valley (highly evolved forms). *M. slovakensis* is a typical Sevatian species with its main occurrence in the upper *M. bidentata* Zone (KOZUR, in press). Because no other metapolygnathid conodont and no gondolellid conodont occur in the Feketehegy Limestone, restricted basin facies is indicated.

So, the Feketehegy Limestone has similar restricted basin facies like the Middle Carnian of Pesthidegkút Kálváriahegy, Solymár Eocene Basin and Pilisvörösvár, but is quite different (Sevatian) in age. Therefore in the Late Triassic NW of the Buda Line a shallow carbonate platform existed, in which in different times and at different places shallow intraplatform basins developed, which had no basinal connection to the open pelagic realm. On the contrary, SE of the Buda Line the whole Norian and Rhaetian has open sea pelagic facies.

The Middle Carnian sequence with marly limestones, marls and partly massive, cherty dolomites from the above mentioned area NW of the Buda Line is always tectonically separated from the typical sequence of the Nagykovácsi Nappe. In an old quarry NW of the Pesthidegkút Kálváriahegy the tectonic overthrusting of Carnian dolomites on Norian Dachstein Limestone was formerly exposed (WEIN, 1977). Today this overthrust is not more visible because of a waste deposit, but the overthrust strongly brecciated dolomite is still exposed. It is overlain by not brecciated dolomite which is, in turn, overlain by the Middle Carnian restricted basin sequence. At the SW foot of the Pesthidegkút

Kálváriahegy Dachstein Limestone is still exposed in some smaller blocks. Higher up follows again brecciated dolomite etc., but the direct thrust-plane is not exposed. Nevertheless, this geological situation confirms the data given by WEIN (1977) that the Carnian sediments overthrust the Norian Dachstein Limestone.

Probably, this Middle Carnian restricted basin facies occurs in a tectonic slice within the Nagykovácsi Nappe. But on the other hand, until now Middle Carnian restricted basin sediments are unknown from the Nagykovácsi area. Perhaps this depends from the higher stratigraphic level, generally exposed there (mostly Norian-Rhaetian). But also N of Nagykovácsi, where Middle Carnian sediments could be expected, Middle Carnian restricted basin sediments were not yet found. Therefore it cannot be excluded that there are 2 facial developments within the Nagykovácsi Nappe, one with uninterrupted carbonate platform development (dolomites) within the Middle Carnian and an other one with Middle Carnian restricted basin development within the dolomitic carbonate platform development. Because of the tectonic contact of Norian Dachstein Limestone with the overthrust sequence which contains the Middle Carnian restricted basin sediments, it cannot be excluded that here slices of a partial nappe inside the Nagykovácsi Nappe are present.

As already pointed out, SE of the Buda Line not only a quite SE of the Buda Line the same development as in the Bükk Mts. (in the Triassic only in the Fennsík Nappe system) can be observed, quite different from contemporaneous sediments NW of the Buda Line. The present day predominant opinion in Hungary that there is a pre-Tertiary tectonic unit or even subunit from the Drauzug through Balaton Highland until the Darnó Line (HAAS & KOVÁCS, 1985: Transdanubian Central Range Unit, by FÜLÖP, BREZSNYÁNSZKY & HAAS, 1987 regarded as subunit of the Pelso "Unit") has to be abandoned. This area was neither before the nappe building (e.g. in the Late Triassic or Jurassic) nor in the pre-Middle Miocene post-nappe time a tectonic unit. This area contains several nappes which belong to quite different nappe systems, including remnants of the Tethyan Mobile Belt and nappes of the outer Dinaric, Adriatic and Inner Western Carpathian nappe systems. After the nappe-building we can observe during the Late Eocene and Oligocene 2 different facial developments within the Transdanubian Central Range Unit (Subunit), separated today by the Buda Line (compare BALDI, 1986).

The Pelso "Unit" sensu FÜLÖP, BREZSNYÁNSZKY & HAAS (1987) contain still more different units. Except the above discussed Transdanubian Central Range "Subunit" (not a tectonic subunit or unit, see above), it comprises also the Transdanubian (Igal) Subunit and the Borsod Subunit (Bükk Mts). In the Igal "Subunit" nappes with Outer Dinaric Paleozoic and Triassic development lies on melanges of Tethyan Mobile Belt with very low grade metamorphic deep-water Triassic and basic/ultrabasic magmatics (borehole Inke, see KOZUR & MOCK, 1987, 1988). In the Borsod "Subunit" melange nappes of the Tethyan Mobile Belt (Meliaticum), Inner Western Carpathian nappes (N-Rudabányaicum, Silicicum), and nappes with an original depositional area south of the Meliata-Hallstatt rift (e.g. Fennsikum) are present. Therefore the Pelso "Unit" cannot be regarded as a pre-Tertiary tectonic unit.

There are 2 Triassic developments with pelagic Norian and Rhaetian SE of the Buda Line. In the largest part of the Buda Mts. SE of the Buda Line the following sequence can be observed: Late Ladinian to Cordevolian Diplopore Dolomite – Middle to Late Carnian partly megalodontid-bearing dolomites – topmost Carnian basal Norian ammonoid- and gastropod-bearing dolomites – Lower Norian to Sevatian light-coloured, thick-bedded, in some parts rather massive, in the Sevatian part dark fine-laminated and thin-bedded cherty dolomites with reddish, higher up gray and black cherty nodules. HORVÁTH & TARI (1987) found also Middle Triassic andesitic volcanics which belong to this sequence, but mostly they are only known from the overlying Eocene basal conglomerate.

The Diplopore dolomite (Wetterstein Dolomite) was named by BALOGH (1981) as Budaörs Dolomite Formation, the cherty dolomites as Sashegy Dolomite Formation. The latter term is overtaken here. This development, which we find in the whole Buda Mts. SE of the Buda Line (e.g. Ördögörom, Sashegy and toward the NE until the Hármashatárhegy-Csúcshegy), we place here into the Buda Nappe s.str. This nappe is here used in a by far more restricted sense than the Buda Nappe sensu WEIN (1977) for a nappe exposed in the Buda Mts. SE of the Buda Line until the Csúcshegy-Hármashatárhegy in the NE. Quite characteristic for the Buda Nappe s.str. is the secondary dolomitization of the Norian pelagic cherty limestone into the Sashegy Dolomite Formation during post-Norian – pre-Priabonian time. At the tectonic line on the NE slope of the Hármashatárhegy-Csúcshegy, the Buda Nappe is overthrust by the frontal part of the Csővár Nappe with SW vergency. The Csővár Nappe, newly introduced here, is named according to its typical development in the Csővár area (S of Cserhát Mts. on the left side of Danube river), has originally quite the same Late Triassic lithological development as in the Buda Nappe, but the pelagic Norian and Rhaetian beds (dark, bituminous, bedded, partly fine-laminated, often allodapical, partly cherty limestones, marls = Csővár Limestone Formation s.str.) are not secondarily dolomitized.

The exact sequence immediately below the Csővár Limestone Formation is not yet clear, because the contact to the underlying dolomites is either not exposed or tectonically (e.g. in the Csővár borehole). Dolomitic limestones and limy dolomites adjacent to the cherty limestones are probably the transitional beds between the dolomitic shallow water sediments and the cherty limestone pelagic development.

Not clear is the position of the Late Carnian "Dachstein reef limestone"*) of Nézsa in the vicinity of the northwesternmost occurrence of Norian cherty limestones between Csővár and Nézsa. The following possibilities can be assumed:

- a) This light-coloured shallow-water limestone with ammonoids, brachiopods, megalodontids etc. lies in stratigraphic sequence between the dolomitic limestones/limy dolomites and the cherty limestones. In this case the Norian Dachstein Limestone of Keszeg and Szelehegy NW of Nézsa would be tectonically separated (NW of Buda Line or tectonic slice along the Buda Line).

*) We introduce here for these limestones the name Nézsa Limestone Formation.

b) The Late Carnian Nézsa Limestone Formation underlies the Norian Dachstein Limestone of Szelehegy and Keszeg. In this case the Nézsa Limestone Formation would belong to an other tectonic unit than the Csővár Limestone Formation. Than it would belong either to a further independent nappe SE of the Buda Line or to a tectonic slice along the Buda Line. But even in this latter case the Nézsa Limestone Formation would not belong to the typical development NW of the Buda Line, where shallow water dolomites occur from the Ladinian up to the Middle Norian (partly with short interruption by Middle Carnian shallow restricted basin deposits) and only in the higher Middle Norian the deposition of pure limestones (Dachstein Limestones Formation) begins.

Likewise problematical is the tectonic position of the Dachstein Limestone from the Rókahegy (near Csillaghegy, NE Budapest), situated immediately SE of the Buda Line. In contrary to the general development SE of the Buda Line (fully pelagic Norian and Rhaetian) here shallow water sedimentation like NW of the Buda Line can be observed. But this Dachstein Limestone is in contrary to the Dachstein Limestone of the Nagykovácsi Nappe NW of the Buda Line massive and not stratified into thick beds. Megalodontids, very frequent in the Dachstein Limestone of the Nagykovácsi Nappe, are extremely rare, partly even missing (not yet found in the well exposed Rókahegy locality). According to FORGÁCS (in ORAVECZ-SCHEFFER, 1987) the age of this Dachstein Limestone is Carnian and not higher Middle Norian to Rhaetian like NW of the Buda Line. But this latter age determination could not be confirmed by our investigations. We have found in the middle part of the sequence a holothurian fauna with *Theelia variabilis* ZANKL and *Theelia zawidzkae* KOZUR & MOCK indicating Middle Norian to basal Sevatian age. Of course, an earlier beginning of the Dachstein limestone in this area cannot be excluded, because the transition to the Hauptdolomite is not exposed.

The Tertiary basal conglomerate contains both pebbles from the underlying Dachstein Limestone and from pelagic Norian rocks with rich holothurian and radiolarian faunas, a facies which is quite unknown NW of the Buda Line. For this situation here the following explanation is given: The Dachstein Limestone from Rókahegy (as well as from boreholes S of Csillaghegy and on the Margit Island, in both cases overlain by Buda Marl/Tard Clay, see WEIN, 1977) represent a tectonic window below the higher Buda- and Csővár Nappes, from where both the pebbles with pelagic Norian and the pebbles of Middle Triassic andesitic volcanics derived. The sequence of the Jánoshegy (also situated just adjacent to the Buda Line), likewise with Dachstein Limestone and with Middle Triassic andesitic pebbles in the Eocene basal conglomerate could belong to the same tectonic unit as the Rókahegy, HORVÁTH & TARI (1987) could demonstrate that the source area of the andesitic pebbles was south of the Jánoshegy, inside the Buda Nappe s.str.

Since more than 100 years the Mátyáshegy Limestone was regarded as the oldest unit of the Late Triassic in the Buda Mts. or even as topmost Ladinian by all Hungarian geologists. This age determination was not based on fossils, but on correlations with facial similar rocks outside the Buda Mts. An important

role played in this connection the (correct!) correlation between the Mátyáshegy Limestone and the ammonoid-bearing Csővár Limestone which was placed before KOZUR & MOSTLER (1973) on the base of its macrofauna into the Lower Carnian (see chapter II.1.). This correlation we find already by VADÁSZ (1910) and KUTASSY (1927). The latter author wrote:

„ ... Auf die stratigraphische Stellung des Hornsteinkalkes können wir also lediglich aus den Lagerungsverhältnissen und eventuell aus der stratigraphischen Stellung der naheliegenden Gesteine von gleicher petrographischer Beschaffenheit Schlüsse ziehen ... “

Because all leading Hungarian geologists since VADÁSZ (1910) correlated correctly the Mátyáshegy Limestone with the assumed Lower Carnian Csővár Limestone, the Lower Carnian assignment of the Mátyáshegy Limestone (Horsteinkalk in the quotation above) was quite logical. However, after the placement of the Csővár Limestone s.str. into the higher Sevatian to Rhaetian by KOZUR & MOSTLER (1973) also a higher Sevatian to Rhaetian age assignment for the Mátyáshegy Limestone was quite logical. WEIN (1977) had clearly recognized the big stratigraphical and tectonical consequences for the Transdanubian Hungarian Mid-Mountains, if the highest Sevatian/Rhaetian age of the Csővár Limestone s.str. could be confirmed (see footnote in WEIN, 1977).

HAAS & KOVÁCS (1985), in turn, placed their newly introduced Mátyáshegy Formation again into the Lower Carnian and this not on the base of the rich microfauna in the type locality of this “formation”, but like in the beginning of this century, on the base of lithostratigraphic correlations. To preserve the Lower Carnian age of the Mátyáshegy “Formation” they regarded now these beds as facial- and time-equivalents of Lower (Middle) Carnian cherty limestones and cherty dolomites of the Zsámbék area far NW of the Buda Line which they did not accept. This view was even furthermore expressed after KOZUR (1987) has shown by conodonts, holothurian sclerites, radiolarians the Norian age of the cherty dolomites and the Rhaetian age of the Mátyáshegy Limestone. By the correlation of the Mátyáshegy “Formation” with the Lower (Middle) Carnian cherty limestones/dolomites of Zsámbék, HAAS & KOVÁCS (1985) rejected, moreover, the former (correct) correlation of the Mátyáshegy Limestone with the Csővár Limestone (on the same side of the Buda Line) by all Hungarian geologists, because they accepted on the other hand the younger age of the Csővár Limestone Formation.

With very big financial expense the stratotype of the Mátyáshegy “Formation” was cleaned and bed by bed micropaleontologically investigated (conodonts: Dr. S. KOVÁCS, foraminifers: Dr. A. ORAVECZ-SCHEFFER). Moreover, a lot of paleomagnetic samples were taken, the whole profile was bed by bed numbered, measured and like all stratotypes of lithostratigraphic unit investigated. In spite of this extensive and expensive preparations and investigations of the outcrop, the clear tectonic situation and the correct age of the very fossil-rich rocks (conodonts, holothurian sclerites, foraminifers, radiolarians etc.) were not recognized.

The Mátyáshegy “Formation” introduced by HAAS & KOVÁCS (1985) cannot be accepted for the following reasons:

- 1) In its stratotype (western corner of the Mátyáshegy quarry, Budapest) it contains 2 different lithologic units which follow each other in tectonic position:

the predominantly Rhaetian Mátyáshegy Limestone (below) and the Norian cherty dolomite (above).

- 2) For the cherty dolomites already the term Sashegy Dolomite Formation was introduced by BALOGH (1981), whereas the Mátyáshegy Limestone is a facial- and time-equivalent of the Csővár Limestone Formation s.str., introduced by BALOGH (1981). Therefore the Mátyáshegy "Formation" sensu HAAS & KOVÁCS (1985) is a "tectonic mixture" of 2 already formerly named formations which are in the stratotype of the Mátyáshegy "Formation" in tectonic superposition and which belong to 2 different nappes.

Already HORUSITZKY (in SCHRÉTER et al., 1958) recognized the tectonic succession of the beds in the western corner of the Mátyáshegy quarry which is therefore quite unsuitable as stratotype. Under these circumstances it is hardly to understand, why such a section was choicen as stratotype and extensively cleaned and investigated under high financial expense. As clearly seen in the section and documented already by a good photo in WEIN (1977), the Mátyáshegy Limestone and the Priabonian limestones are downthrusted below the cherty dolomite. Blocks of Mátyáshegy Limestone below the cherty dolomites contain even pockets with Eocene basal conglomerate (KOZUR & MOCK, in press) and it is therefore impossible that the Mátyáshegy Limestone is the stratigraphic underlayer of the cherty dolomite as assumed by HAAS & KOVÁCS (1985) in agreement with older opinions which were repeatedly expressed since more than 100 years. So, e.g., KUTASSY (1927) wrote:

" ... Ein ähnlich klares Bild des stratigraphischen Nacheinanders zeigt auch der Aufschluß des Mátyáshegyberges, wo ebenfalls der obertriadische Dolomit unmittelbar dem hornsteinführenden Kalk auflagert ... "

This view, expressed in similar statements since the late years of the last century was overtaken like a dogma until today. Only KOZUR (1987) recognized that the Mátyáshegy Limestone in the Mátyáshegy quarry is Rhaetian and the tectonically overlying cherty dolomite Norian in age.

Also without any paleontological investigation this situation is quite clear for the following reasons:

- 1) The overthrusting of the beds is clearly visible.
- 2) If the Mátyáshegy Limestone below the cherty dolomite contains partly pockets with Eocene basal conglomerate, than it cannot be the stratigraphic underlayer of the cherty dolomite.
- 3) Also the fine-laminated cherty, partly marly dolomite with black cherts lies below the bedded cherty dolomites with reddish cherty nodules. Already HOFMANN (1871) has known that the fine-laminated cherty, partly marly dolomite built up the uppermost part of the cherty dolomite sequence and nobody has questioned this correct statement made more than 100 years before. Therefore also by pure lithostratigraphic methods can be clearly shown that at the stratotype of the Mátyáshegy "Formation" sensu HAAS & KOVÁCS (1985) the younger beds lie below the older ones, separated by a distinct tectonic breccia.

The tectonic position of the Mátyáshegy Limestone below the cherty dolomite in the Mátyáshegy quarry is the result of 2 tectonic movements:

- 1) The SW-vergent overthrusting of the stirnfront of the Csővár Nappe brings the Csővár Limestone Formation (Mátyáshegy Limestone) in a tectonic position above the Sashegy Dolomite Formation (cherty dolomite) of the Buda Nappe.
- 2) Post-Priabonian thrusting brings the tectonically overlying Csővár Limestone Formation together with the uppermost parts of the Sashegy Dolomite Formation and Priabonian limestones below the lower part of the Sashegy Dolomite Formation.

Also in all other occurrences of bituminous, partly cherty topmost Sevatian to Rhaetian limestones, the contact to the Norian cherty dolomites is tectonical. Along the NE slope of the Hármashatárhegy/Csúcshegy topmost Norian to Rhaetian partly cherty limestones are badly exposed over a long distance. Here they lie seemingly on the cherty dolomites and not below it as in the Mátyáshegy quarry.

Both the Buda Nappe s.str. and the Csővár Nappe belong to the Dinaric nappe system. The vergency is SW or SWW like in the Dinarides. The nappes were formed before the Priabonian, because Priabonian limestones overlie both the Buda Nappe s.str. and the Csővár Nappe. Probably the area SE of the Buda Line was during the Eocene still part of the Dinarides and only during the Middle and Late Miocene this area was displaced several 100 km toward the NE.

The cherty dolomite (Sashegy Dolomite Formation) of the Mátyáshegy section, Hármashatárhegy, Sashegy and Ördögörom is very rich in conodonts, holothurian sclerites and radiolarians which are described in another paper (KOZUR & MOCK, in press). The youngest beds of this formation have the same higher Sevatian age as the oldest beds of the Mátyáshegy Limestone. Also the Mátyáshegy Limestone is partly rich in microfossils (conodonts, foraminifers, holothurian sclerites, sponge spicules). Samples were investigated from the Mátyáshegy section, from the Mátyáshegy cave (for samples from the cave we thank very much Dr. SZ. LEEL-ÖSSY, Budapest) and from the NE slope of the Csúcshegy and Hármashatárhegy. The bulk of the samples belongs to the Rhaetian, the oldest fauna yielded Upper Sevatian holothurian sclerites. In the next younger fauna *Misikella hernsteini* (MOSTLER), *M. posthernsteini* KOZUR & MOCK, *Oncodella paucidentata* and other conodonts as well as a very rich holothurian association are present. This fauna is quite identical with the conodont and holothurian sclerite fauna from *Cochloceras suessi*-bearing topmost Hallstatt Limestones of the Alps. Depending from the final definition of Norian Rhaetian boundary this fauna belongs either to the topmost Sevatian or to the basal Rhaetian. The undoubtedly Rhaetian samples yielded mainly *Neohindeodella rhaetica* KOZUR & MOCK, partly also *Misikella posthernsteini*. In most of these samples holothurian sclerites, radiolarians and partly also foraminifers are present. Some samples yielded the radiolarian genus *Podobursa*, not known so far from pre-Jurassic beds. Therefore a Jurassic age for the topmost parts of the Mátyáshegy Limestone is indicated, the more as none of the *Podobursa*-bearing sample yielded conodonts or Triassic holothurian sclerites.

Like in the Csővár Limestone Formation from Csővár graded bedding is frequent in the Mátyáshegy Limestone from Budapest, caused by repeated influx of shallow water material (including onkoids and oolites),

but even in beds with many shallow water components pelagic fossils from the matrix are present.

Acknowledgements

The authors thank very much Dr. SZ. LEEL-ÖSSY, Budapest, for samples of Mátyáshegy Limestone from the Mátyáshegy cave.

We thank very much Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck for numerous data on Rhaetian conodonts from the Alps, the possibility to study his Rhaetian collections and important data to the Rhaetian stratigraphy of the Alps.

We are also very grateful to Prof. Dr. E. VÉGH, Budapest, for critical reading of the manuscript and important data and discussions.

Plate 1

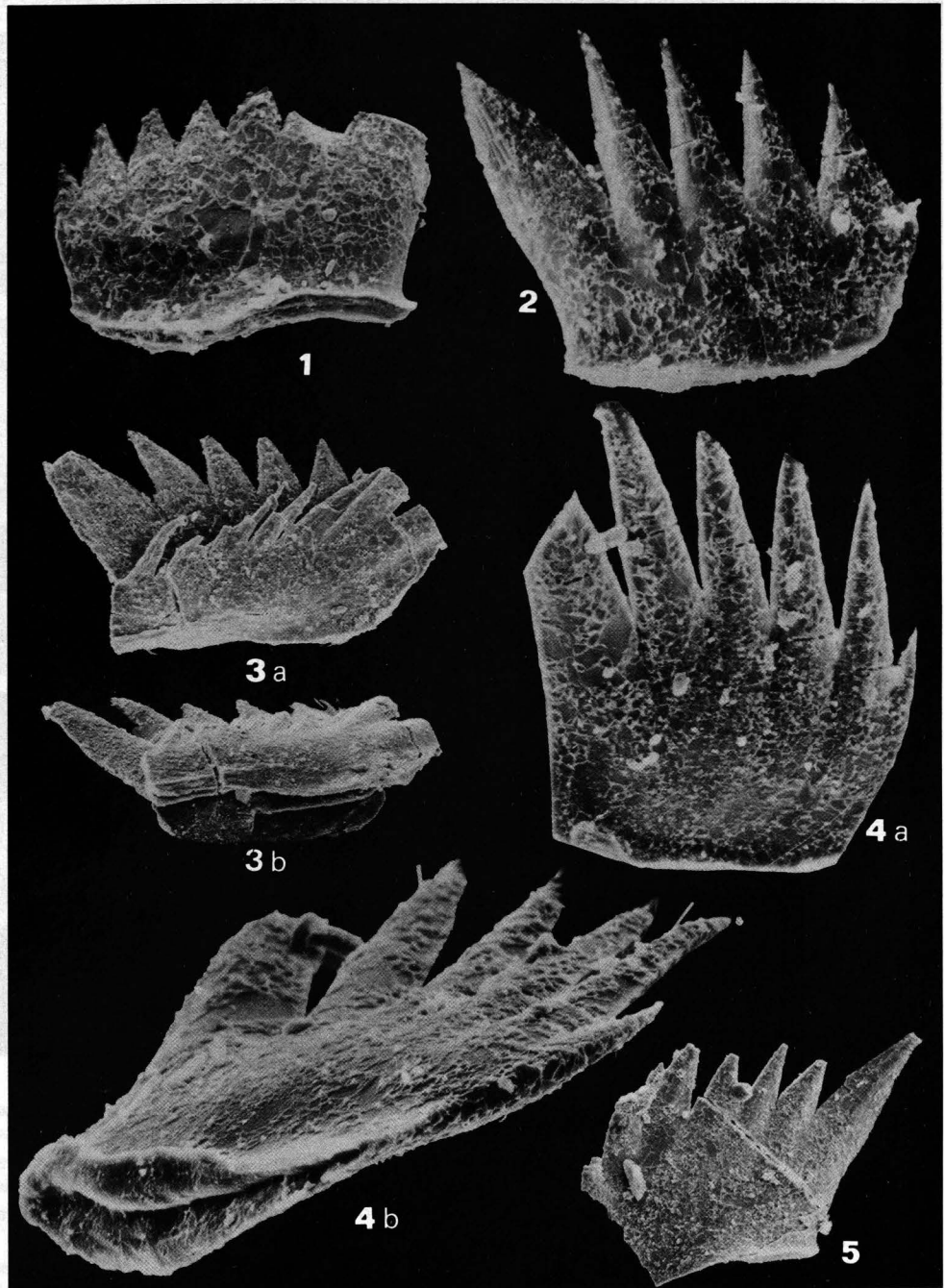
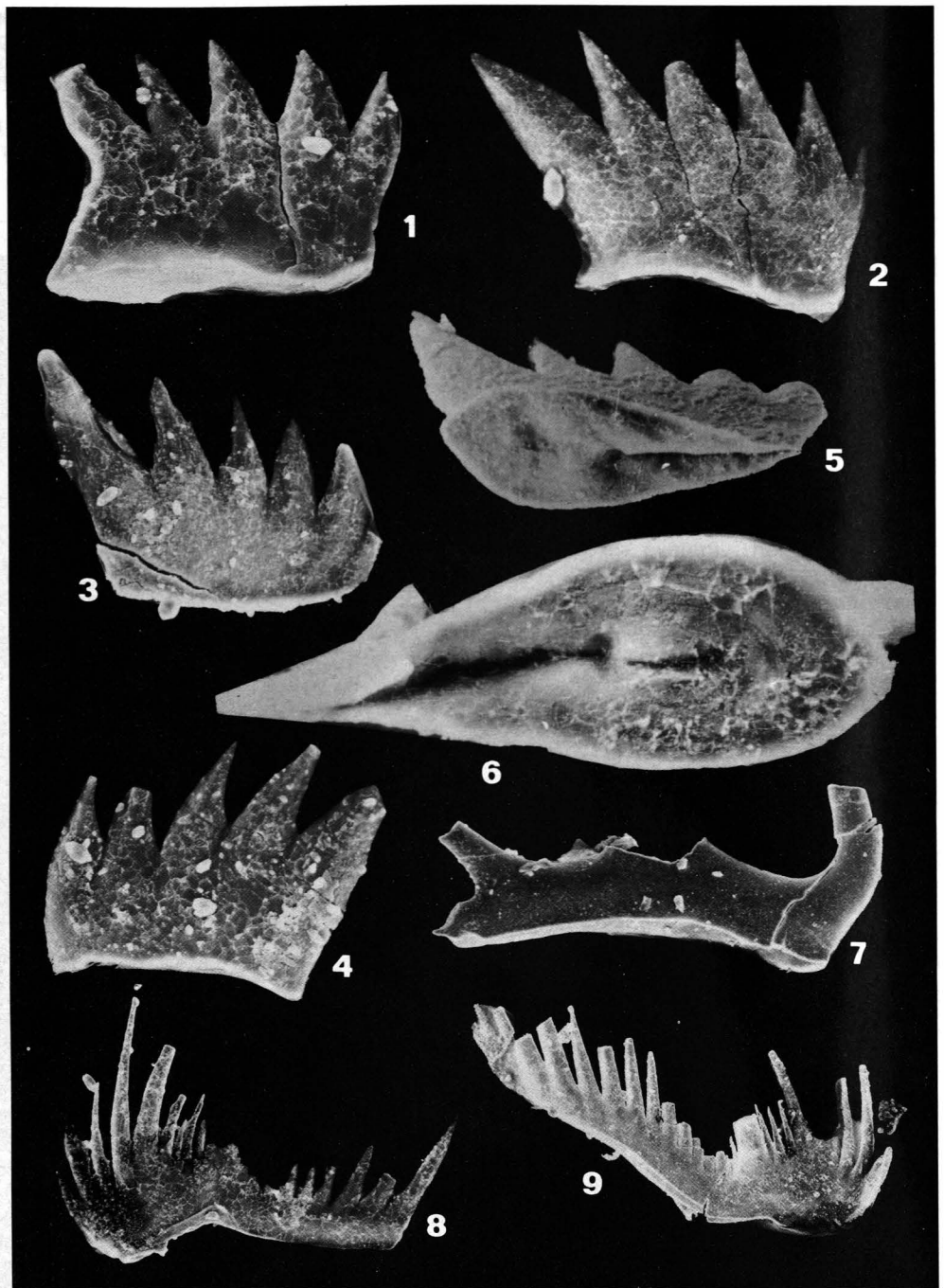
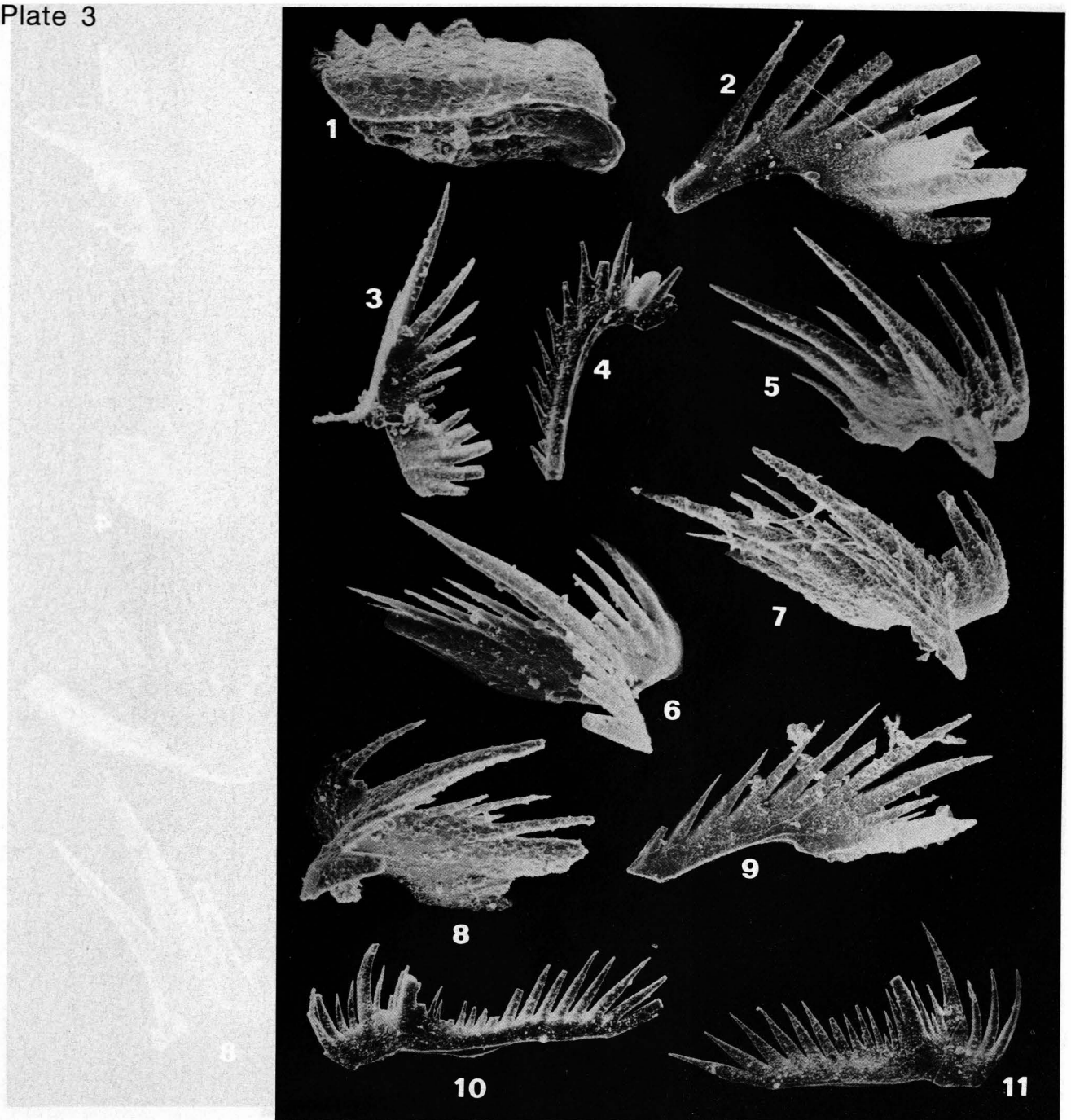


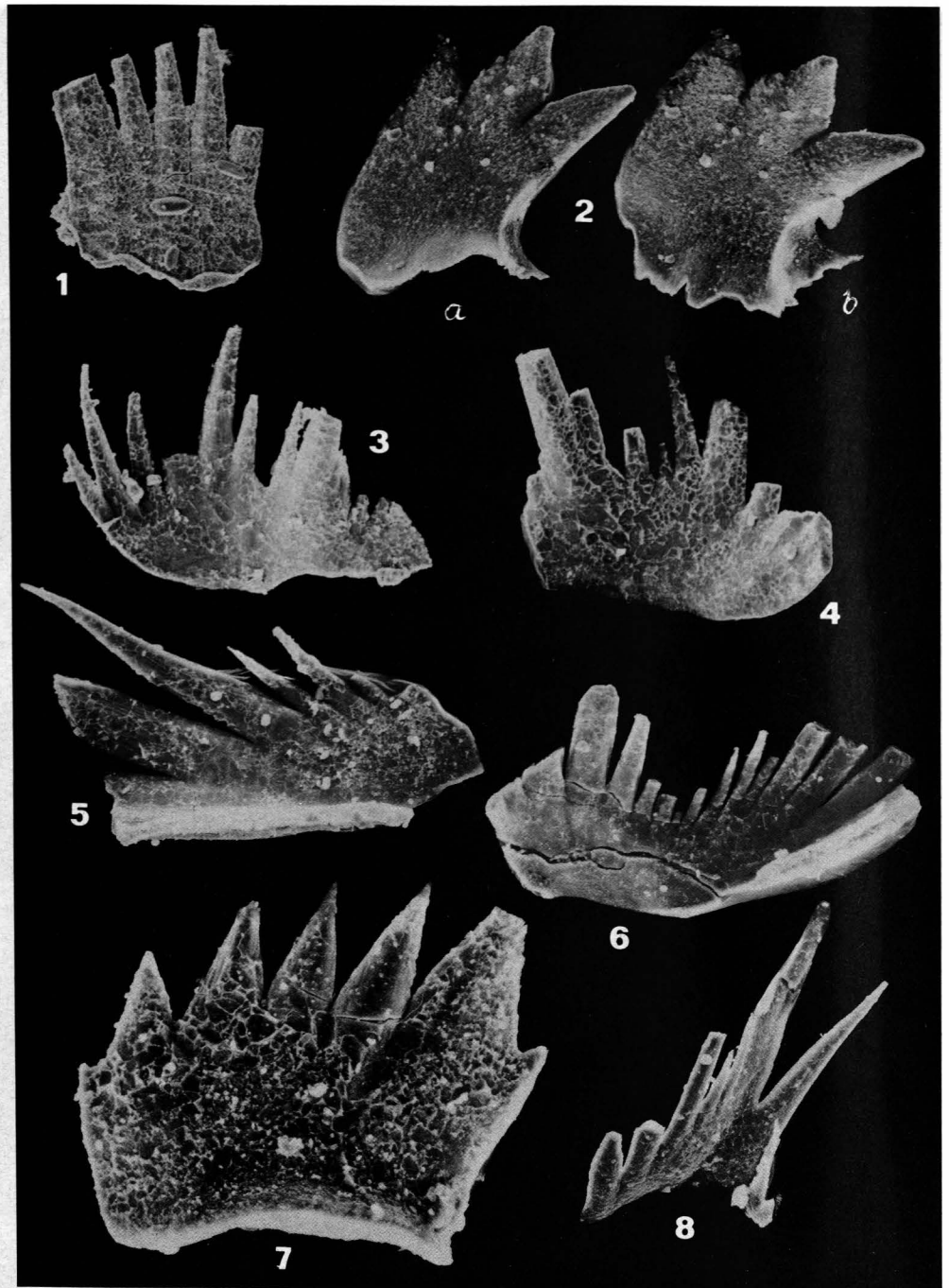
Fig. 1: *Nicoraella ? budaensis* n.sp. Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 5, Middle Carnian, x220.
 Fig. 2: *Nicorallea ? budaensis* n.sp. Pilisvörösvár, sample P 7, Middle Carnian, x300.
 Fig. 3a,b: *Nicoraella ? budaensis* n.sp. Holotype, cluster, spathognathodiform and hindeodelliform element. Pesthidegkút Kálváriahegy, sample Ka 2, Middle Carnian, x220.
 Fig. 4a: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.. a) Lateral view. b) Oblique lower view.
 Fig. 4a,b: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.. Modified ozarkodiniform element, Pilisvörösvár, sample P 7, Middle Carnian. a) Lateral view, x280. b) Oblique lower view, x480.
 Fig. 5: *Nicoraella ? budaensis* n.sp. Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2, Middle Carnian, x220.



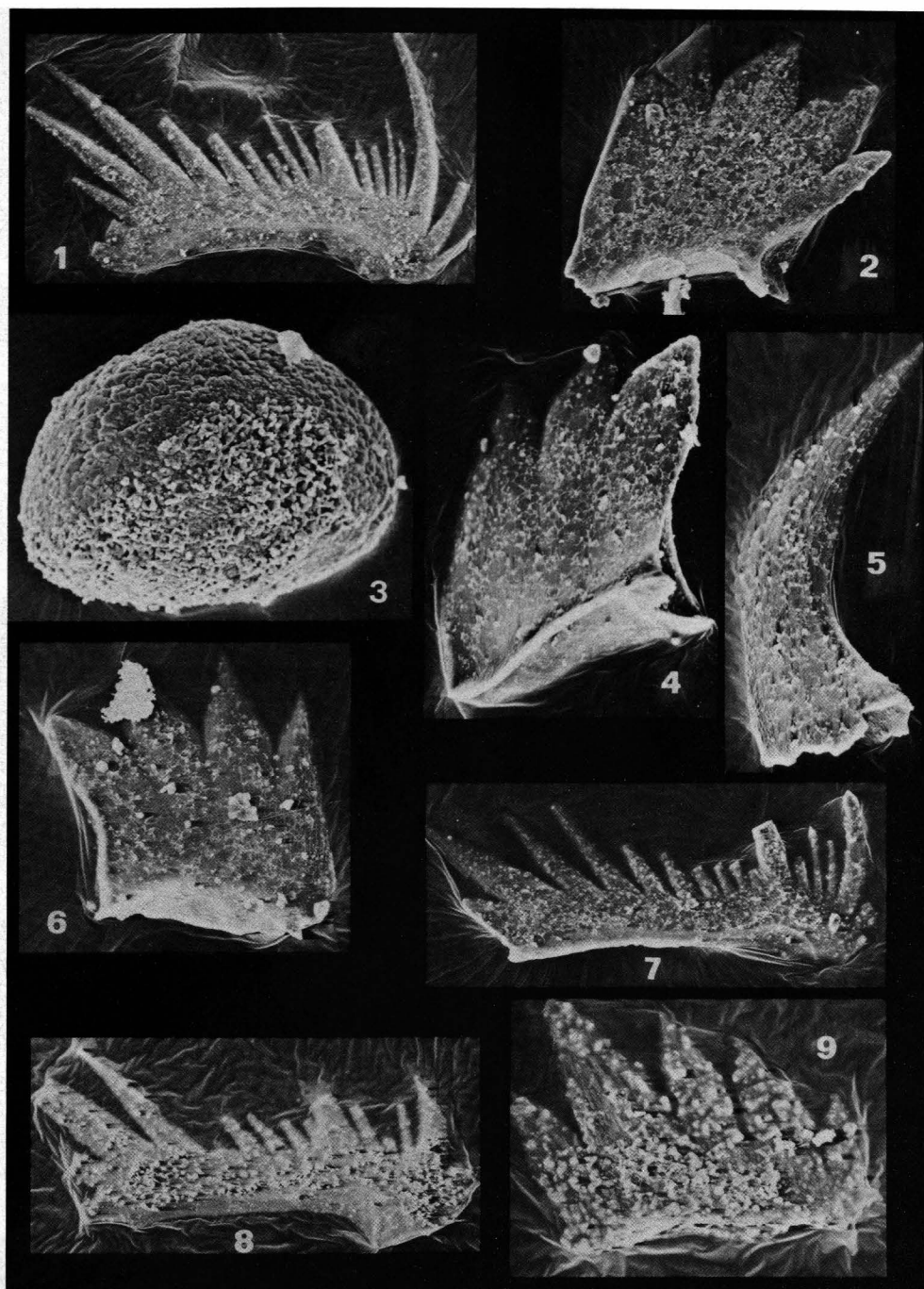
- Fig. 1: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2 A, Middle Carnian, $\times 220$.
- Fig. 2: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2 A, Middle Carnian, $\times 220$.
- Fig. 3: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2 A, Middle Carnian, $\times 220$.
- Fig. 4: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2 A, Middle Carnian, $\times 220$.
- Fig. 5: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Oblique lower view, Pilisvörösvár, sample P 7, Middle Carnian, $\times 300$.
- Fig. 6: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Lower view, Pilisvörösvár, sample P 7, Middle Carnian, $\times 600$.
- Fig. 7: *Oncodella paucidentata* (MOSTLER, 1967).
NE slope of Csúcshegy just SE of Buda Line, sample Cs 5, lowermost *M. posthernsteini* A.-Z. – topmost Norian or basal Rhaetian, $\times 140$.
- Figs. 8,9: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Hindeodelliform element, Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 5, Middle Carnian, $\times 80$.



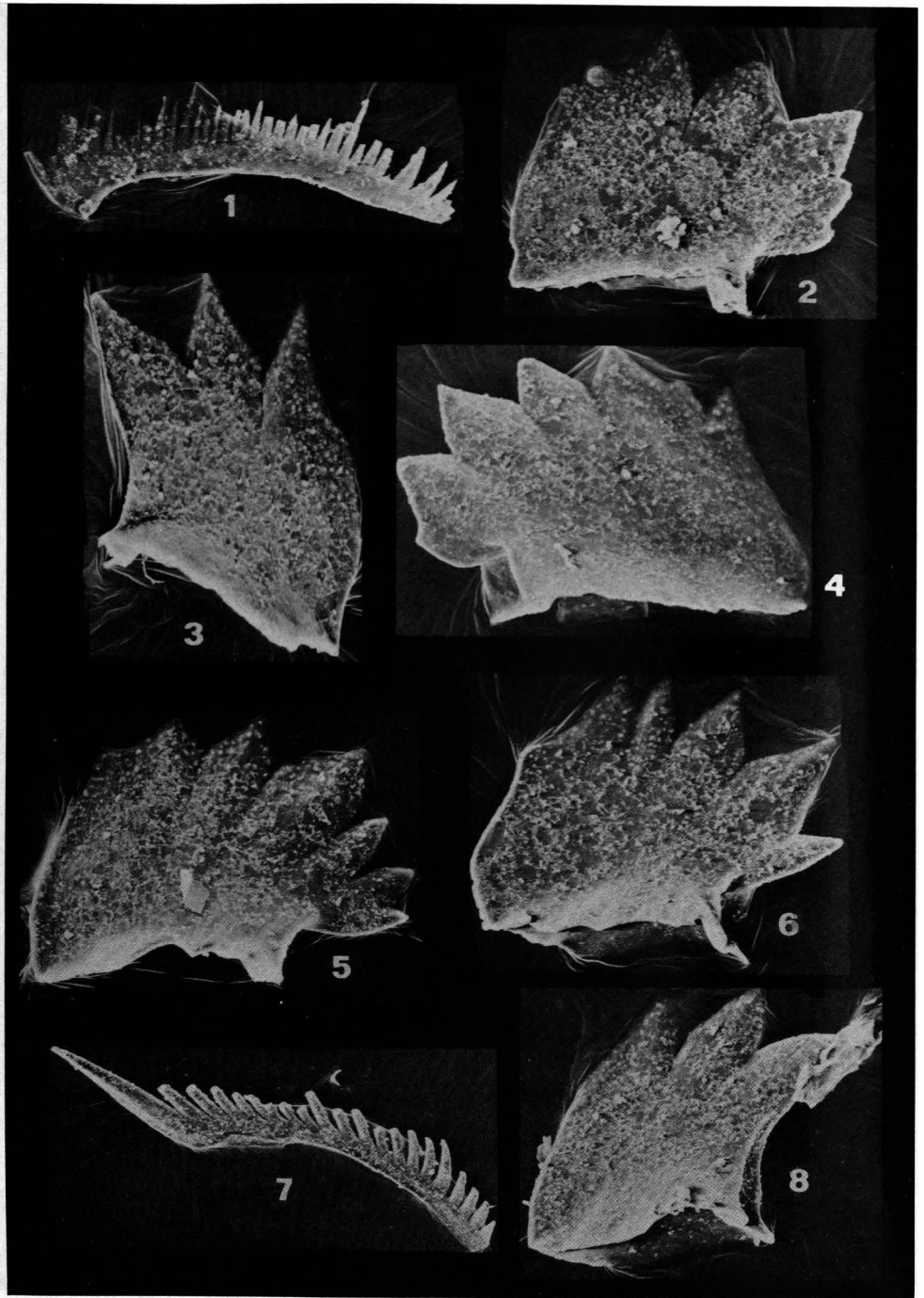
- Fig. 1: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 5, Middle Carnian, $\times 220$.
- Fig. 2: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Prioniodiniform element, Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 5, Middle Carnian, $\times 200$.
- Fig. 3: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Enantiognathiform element, Pilisvörösvár, sample P 7, Middle Carnian, $\times 80$.
- Fig. 4: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Prioniodiniform element, Pilisvörösvár, sample P 7, Middle Carnian, $\times 80$.
- Fig. 5: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Hibbardelliform element, Pilisvörösvár, sample P 7, Middle Carnian, $\times 160$.
- Fig. 6: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Hibbardelliform element, Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2A, Middle Carnian, $\times 200$.
- Figs. 7, 8: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Hibbardelliform element, Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 5, Middle Carnian, $\times 200$.
- Fig. 9: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Prioniodiniform element, Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2, Middle Carnian, $\times 200$.
- Figs. 10,11: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Hindeodelliform element, Pilisvörösvár, sample P 7, Middle Carnian, $\times 80$.



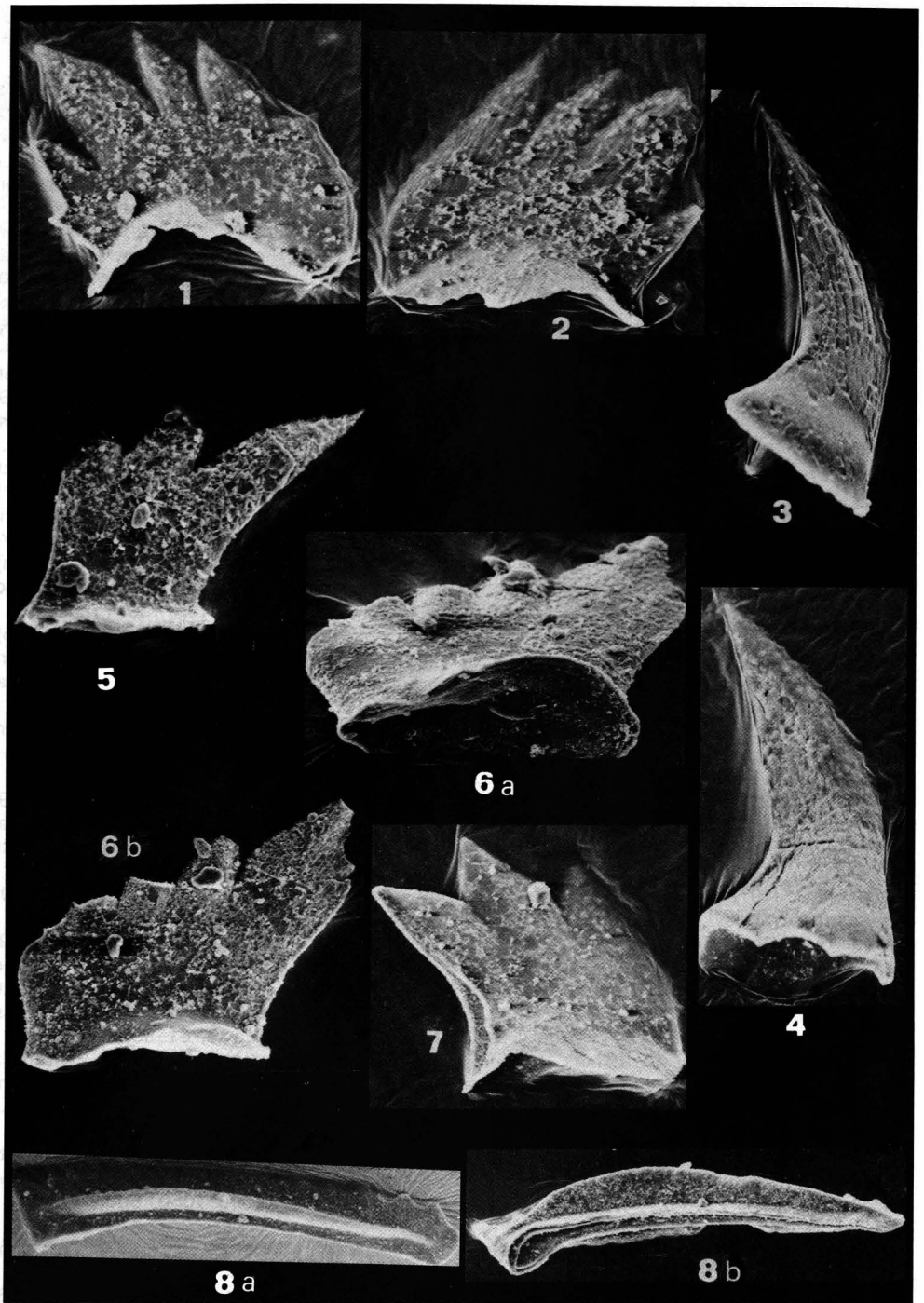
- Fig. 1: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Modified ozarkodiniform element, Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2, Middle Carnian, $\times 200$.
- Fig. 2a,b: *Misikella posthernsteini* Kozur & Mock, 1974.
NE slope of Csúcshegy just SE of Buda Line, sample Cs5, lowermost *M. posthernsteini* A.-Z., topmost Norian or basal Rhaetian, $\times 200$.
- Fig. 3: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Hindeodelliform element, Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2, Middle Carnian, $\times 200$.
- Fig. 4: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Hindeodelliform element, Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 5, Middle Carnian, $\times 200$.
- Figs. 5,6: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Enantiognathiform element, Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2A, Middle Carnian.
Fig. 5: $\times 190$.
Fig. 6: $\times 160$.
- Fig. 7: *Nicoraella ? cf. budaensis* n.sp.
Pilisvörösvár, sample P 7, Middle Carnian, $\times 340$.
- Fig. 8: *Nicoraella ? budaensis* n.sp.
Enantiognathiform element, Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2A, Middle Carnian, $\times 190$.



- Fig. 1: *Neohindeodella rhaetica* n.sp.
Holotype, Csóvár, sample 1X, Late Rhaetian, $\times 120$.
- Fig. 2: *Misikella ultima* n.sp.
Transitional form to *M. posthernsteini*, Csóvár, float sample, Late Rhaetian, $\times 150$.
- Fig. 3: *Hungarella* sp.
Csóvár, sample 1X, Late Rhaetian, $\times 160$.
- Fig. 4: *Misikella posthernsteini* Kozur & Mock, 1974.
Csóvár, sample 1X, Late Rhaetian, $\times 220$.
- Fig. 5: *Zieglericonus rhaeticus* n.gen. n.sp.
Csóvár, sample 1X, Late Rhaetian, $\times 220$.
- Fig. 6: *Misikella posthernsteini* Kozur & Mock, 1974.
Csóvár, sample 1X, Late Rhaetian, $\times 220$.
- Fig. 7: *Neohindeodella rhaetica* n.sp.
Csóvár, sample 1C, upper Late Rhaetian, $\times 140$.
- Fig. 8: *Neohindeodella rhaetica* n.sp.
Csóvár, sample 1X, Late Rhaetian, $\times 160$.
- Fig. 9: *Parvigondolella rhaetica* n.sp.
Holotype, Csóvár, sample 1X, Late Rhaetian, $\times 260$.



- Fig. 1: *Neohindeodella detrei* n.sp.
Csóvár, sample 1F, topmost Rhaetian or basalmost Liassic, $\times 120$.
- Fig. 2: *Misikella ultima* n.sp.
Csóvár, sample 1C, upper Late Rhaetian, $\times 160$.
- Fig. 3: *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK, 1974.
Csóvár, sample 1C, upper Late Rhaetian, $\times 210$.
- Fig. 4: *Misikella ultima* n.sp.
Csóvár, sample 1C, upper Late Rhaetian, $\times 160$.
- Fig. 5: *Misikella ultima* n.sp.
Holotype, Csóvár, sample 1C, upper Late Rhaetian, $\times 160$.
- Fig. 6: *Misikella ultima* n.sp.
Csóvár, sample 1C, upper Late Rhaetian, $\times 180$.
- Fig. 7: *Grodella delicatula* (MOSHER, 1968).
Csóvár, sample 1C, upper Late Rhaetian, $\times 60$.
- Fig. 8: *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK, 1974.
Csóvár, sample 1C, upper Late Rhaetian, $\times 150$.



Figs. 1,2: *Misikella koessenensis* MOSTLER, 1978.

Csővár, sample 1X, Late Rhaetian.

Fig. 1: $\times 300$.

Fig. 2: $\times 250$.

Fig. 3: *Zieglericonus rhaeticus* n.gen. n.sp..

Holotype, Csővár, sample 1Z, Late Rhaetian, $\times 220$.

Fig. 4: *Zieglericonus rhaeticus* n.gen. n.sp.

Csővár, sample 1Q, Late Rhaetian, $\times 210$.

Figs. 5,6: *Nicoraella cf. budaensis* n.sp.

Pesthidegkút, Kálváriahegy, sample Ka 2, Middle Carnian.

Figs. 5,6b: Lateral view, $\times 220$.

Fig. 6a : Oblique lower view, $\times 260$.

Fig. 7: *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK, 1974.

Csővár, sample 1X, Late Rhaetian, $\times 210$.

Fig. 8: *Norigondolella steinbergensis* (MOSHER, 1968).

Csővár, sample 1Q, Late Rhaetian.

a) $\times 90$.

b) $\times 87$.

References

- BÁLDI, T. (1986): Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. – Akadémiai kiadó, 201 pp., Budapest.
- BÁLDI, T. & NAGYMAROSI, A. (1976): A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. – Földt. Közl., **106**, 257–275, Budapest.
- BALLA, Z. (1988): Clockwise paleomagnetic rotations in the Alps in the light of the structural pattern of the Transdanubian Range (Hungary). – Tectonophysics, **145**, 277–292, Amsterdam.
- BALOGH, K. (1981): Correlation of the Hungarian Triassic. – Acta Geol. Acad. Sci. Hungar., **24/1**, 3–48, Budapest.
- BÉRCZINÉ MAKK, A. (1969): A Fazekas-hegyi felsőtriász ammonoideák. – Földt. Közl., **99/4**, 351–367, Budapest.
- BIRKENMAJER, K., KOZUR, H. & MOCK, R. (1990): Exotic Triassic limestone pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland. – Ann. Soc. Geol. Polon., **60**, 3–44, Warszawa.
- BUDAI, T. & KOVÁCS, S. (1986): A rézi dolomit rétegtani helyzete a Keszthelyi-hegységben. – MÁFI Évi Jel. 1984–böl, 175–191, Budapest.
- DETRE, CS. (1969): A Csövár-nézsai triászrögök öslényntani vizsgálatainak legújabb eredményei. – Ősl. Viták, **11**, 9–17, Budapest.
- DETRE, CS. (1970): Paläontologische und sedimentologische Untersuchungen über die Triasschollen in der Umgebung von Csövár, Nézsza und Keszeg. – Földt. Közl., **100**, 173–184, Budapest.
- DETRE, CS. (1981): A Duna-balparti triász rögök rétegtani helyzete. – MÁFI Évi Jel. 1979–böl, 81–95, Budapest.
- DETRE, CS., DOSZTÁLY, L. & HERMAN, V. (1986): Új kicsavarodott Ammonoidea-lelet a hazai triászból. – Asványgyűjtő Figyelő, **3/2**, 24–27, Budapest.
- FISHER, M.H. (1972): Rhaeto-Liassic palynomorphs from the Barnstone railway cutting, Nottinghamshire. – Mercian Geol., **4/2**, 101–106.
- FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. & MAURITSCH, H.J. (1987): Implications on the Alpidic evolution of the eastern parts of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 407–414, Vienna (Deuticke).
- FÜLÖP, J., BREZSNYÁNSKY, K. & HAAS, J. (1987): The new map of basin basement of Hungary. – Acta Geol. Hungar., **30/1–2**, 3–20, Budapest.
- GAZDZICKI, A., KOZUR, H. & MOCK, R. (1979): The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data. – Geologija, **22/1**, 71–112, Ljubljana.
- HAAS, J. & KOVÁCS, S. (1985): Lithostratigraphical subdivision of the Hungarian Triassic. – Albertiana, **4**, 5–15, Utrecht.
- HOFMANN, K. (1871): Die geologischen Verhältnisse des Ofen-Kovácsier Gebirges. – Mitth. Jahrb., Königl. Ungar. Geol. Anst., **1**, 149–235, Budapest.
- HORUSITZKY, F. (1943): A Budai-hegység hegyszerkezetének nagy egységei. – Beszám. A Magy. Kir. Földt. Int., **5/1**, 238–251, Budapest.
- HORUSITZKY, F. (1961): Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében. – MÁFI Évk., **49/2**, 267–278, Budapest.
- HORVÁTH, E. & TARI, G. (1987): Middle Triassic volcanism in the Buda Mts. – Ann. Univ. Sc. Budapest, **27**, 1–16, Budapest.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. (1985): Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: Evidence for Continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. – Acta Geol. Hungar., **28/1–2**, 69–82, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1982): Problems of the “Pannonian Median Massif” and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic–Early Mesozoic isopic zones. – Geol. Rdsch., **71/2**, 617–640, Stuttgart.
- KOZUR, H. (1968): Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. Teil II. – Zahnreihen-Conodonten. – Geologie, **17/9**, 1070–1085, Berlin.
- KOZUR, H. (1980): Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10/3–4**, 79–172, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1987): Relations between the boundaries of Tertiary basins and Pre-Tertiary substratum on the example of the Buda Mts. Abstract. – In: Konferencia – Strukturny vývoj karpatsko-balkánskeho orogénneho pásma, Oct. 1987, Dom techniky ČSVTS, Bratislava.
- KOZUR, H. (1989): The taxonomy of the gondolellid conodonts in the Permian and Triassic. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg., **111**, 409–469, Frankfurt a.M.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1972): Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **2/4**, p. 20, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1974a): Zwei neue Conodonten-Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. – Čas. min. geol. **19/2**, 135–139, Praha.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1974b): *Misikella posthernsteini* n. sp., die jüngste Conodontenart der tethyalen Trias. – Čas. min. geol., **19/3**, 245–250, Praha.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1977): Conodonts and holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountain (North Hungary). – Acta Mineral.-Petrograph., **23/1**, 109–126, Szeged.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die „Zahnreihen-Conodonten“ der Mittel- und Obertrias. – Abh. Geol. B.-A., **28/1**, 1–36, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1973): Mikrofaunistische Untersuchungen der Triasschollen im Raume Csövár, Ungarn. – Verh. Geol. B.-A., **973/2** 291–325, Wien.
- KRYSZYN, L. (1980): Triassic conodont localities of the Salzkammergut region (Northern Calcareous Alps). Second European Conodont Symposium (ECOS II). – Abh. Geol. B.-A., **35**, 61–98, Wien.
- KUTASSY, E. (1927): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der alpinen Triasschichten in der Umgebung von Budapest. – Annales Inst. Geol. Hung., **27/2**, 107–190, Budapest.
- KUTASSY, E. (1936): Földolomit és Dachstein mészkő faunák a Budai hegységből. – Mat. Természettud. Ert., **54**, 1006–1050, Budapest.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten und Holothuriensclerite aus den norischen Hallstätter Kalken von Hernstein (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1967/1–2**, 177–188, Wien.
- MOSTLER, H., SCHEURING, B. & ULRICHS, M. (1978): Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weißloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der *suessi*- und *marshi*-Zone auftretenden Conodonten. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **4**, 141–174, Wien.
- ORAVECZ, J. (1961): A Gerecse- és Buda-Pilisi hegység közötti rögtérület triász képződményei. – Földt. Közl., **91/2**, 173–185, Budapest.
- ORAVECZ, J. (1963): A Dunántúli Középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. – Földt. Közl., **93/1**, 63–73, Budapest.
- ORAVECZ-SCHEFFER, A. (1987): Triassic foraminifers of the Transdanubian Central Range. – Geol. Hungar., Ser. Palaeont., **50**, 1–331, Budapest.
- SCHAFARZIK, F. & VENDL, A. (1929): Excursions in the neighbouring of Budapest. – pp. 342, Budapest.

- SCHRÉTER, Z. et al. (1958): Budapest és környékének geológiája. – Budapest természeti képe, pp. 33-145, Budapest.
- SYKES, J.H., CARGILL, J.S. & FRYER (1970): The stratigraphy and palaeontology of the Rhaetic beds (Rhaetian, Upper Triassic) of Barnstone, Nottinghamshire. – *Mercian Geol.*, **3/2**, 233–264.
- VADASZ, E. (1910): A Duna-balparti idősebb rögök öslénytani és földtani viszonyai. – *M. kir. Földt. Int. Évk.*, **18/2**, 101–174, Budapest.
- VÉGH-NEUBRANDT, E. (1963): Norischer Dachsteinkalk im Nord Bakony. – *Földt. Közl.*, **93/3**, 332–340, Budapest.
- VÉGH-NEUBRANDT, E. (1974): Stratigraphische Lage der Trias-komplexe des Budaer Gebirges. – *Ann. Univ. Sci.*, **17**, 287–301, Budapest.
- VÉGH-NEUBRANDT, E. (1982): Triassische Megalodonten. Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie. – *Akadémiai Kiadó*, 526 pp., Budapest.
- VIGH, GY. (1928): Adatok a Budai és Gerecse hegységi triász ismeretéhez. – *Földt. Közl.*, **57**, 53–63, Budapest.
- VRIELYNCK, B. (1987): Conodontes du Trias périméditerranéen. Systématique, stratigraphie. – *Docum. Lab. Géol. Lyon.*, **97** (1986), 301 pp., Lyon.
- WEIN, GY. (1977): A Budai hegység tektonikája. – *MÁFI Alk. Kiadv.*, 76 pp., Budapest.
- WEIN, GY. (1978): Kárpát-Medence Alpi tektogenézise. – *MÁFI Évi Jel.*, **1976**, 245–256, Budapest.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Jänner 1991.

Faziesanalyse fluviatiler Sedimente – eine Fallstudie in den Oberangerberger Schichten (Oberoligozän, Tirol)

Von PETER KROIS & VOLKMAR STINGL*)

Mit 9 Abbildungen

*Tirol
Unterinntal-Tertiär
Oberoligozän
Oberangerberger Schichten
Fluviatile Sedimente
Verzweigtes Flußsystem
Lithofazieskonzept
Faziesarchitektur*

Österreichische Karte 1 : 50 000
Blatt 120

Inhalt

Zusammenfassung	299
Abstract	299
1. Einleitung	300
2. Geröllpetrographie	300
3. Beschreibung und Interpretation der Lithofaziestypen	301
3.1. Konglomerattypen	301
3.2. Sandsteintypen	302
3.3. Siltige Typen	302
4. Interpretation der Lithofazies-Vergesellschaftung nach MIALL	303
5. Gegenüberstellung zweier unterschiedlicher Einzelprofile	303
6. Faziesarchitektur	305
7. Diskussion	307
8. Schlußbetrachtung	307
Dank	307
Literatur	308

Zusammenfassung

Die fluviatilen Sedimente der chattischen Oberangerberger Schichten des Unterinntaltertiärs werden an der Lokalität Mosen einer detaillierten faziiellen Analyse unterzogen. Hervorragende laterale Aufschlußverhältnisse erlauben eine Interpretation als großräumiges verzweigtes Flußsystem, dessen hochmobile Gerinne im wesentlichen durch hochenergetische Strömungsbedingungen gekennzeichnet sind. Grobklastische Longitudinalbänke stellen das dominierende Element dar. Der Vergleich zwischen dem an vertikalen Profilen orientierten Lithofazieskonzept und faziesarchitektonischen Aufnahmen zeigt die Bedeutung der Einbeziehung der lateralen Komponente für die Interpretation fluviatiler Sedimente.

Facies Analysis of Fluvial Sediments – An Example from the Oberangerberg Beds (Upper Oligocene, Tyrol)

Abstract

A detailed facies analysis is carried out on the fluvial sediments of the Chattian (Upper Oligocene) Oberangerberg beds of the Unterinntal Tertiary. An interpretation as an extended braided river system with highly mobile channels characterized by high-energy conditions is favoured. Coarse grained longitudinal bars are the dominating element. Splendid outcrop conditions give the possibility to apply the concept of facies architectural-element analysis and to demonstrate the validity of this concept in comparison with vertical profiling.

*) Anschriften der Verfasser: Mag. PETER KROIS, ÖMV-AG, Exploration Inland, Gerasdorferstraße 151, A-1211 Wien; Dr. VOLKMAR STINGL, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

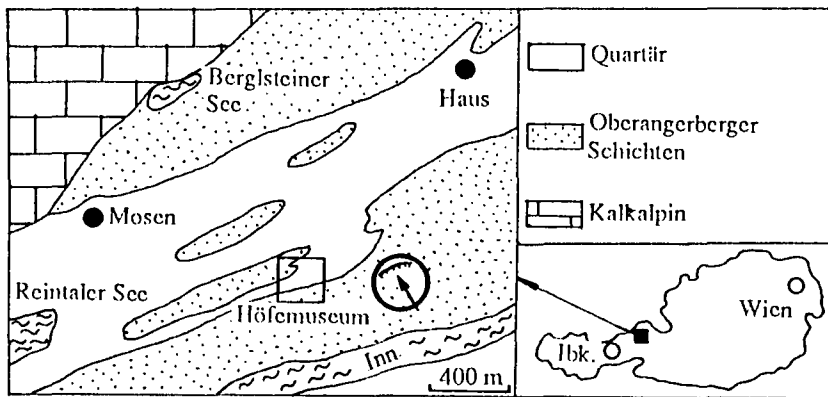


Abb. 1. Lageskizze der Schotterentnahmestelle „Mosen“ (Pfeil) am Oberangerberg, Tirol.

1. Einleitung

Das Alttertiär zwischen Kramsach (Tirol) und Reit im Winkl (Bayern) umfaßt paläozäne bis oligozäne Sedimente, die über kalkalpinen Untergrund und Gosau transgredieren. Im Unterinntal tertiär engeren Sinnes (Raum Häring und Angerberg) setzt die Sedimentation im Unteroligozän mit marinen Abfolgen diskordant über den permotriadischen Serien des Tirolikums ein. Der Sedimentationsraum erfuhr durch tektonische Subsidenzereignisse und eustatischen Meeresspiegelanstieg eine rasche Eintiefung. Dadurch werden über Sedimenten eines flachen randmarinen Environments (Häring Basisserie mit Kohlen) sowie vermittelnden Feinklastika eines restriktierten Schelfareals (Bitumenmergel) die pelagischen Zementmergel der Häring Schichten abgelagert (STINGL & KROIS, 1991). Deren Fauneninhalt weist auf Wassertiefen von mehreren hundert Metern (HAGN et al., 1981) hin. Die allmählich zunehmende Sedimentation turbiditischer Sandsteine und Konglomerate (Unterangerberger Schichten) zeigt den Vorbau submariner Fächer im Vorfeld eines schuttliefernden fluviatilen Systems, wodurch es zur sukzessiven Auffüllung und Verflachung des Ablagerungsraumes kommt. Mit der weltweit zu beobachtenden, glazial induzierten (z.B. KEIGWIN & KELLER, 1984) starken Meeresspiegelabsenkung an der Rupel/Chatt-Grenze wird das Becken durch den Vorbau eines großen Deltakomplexes zur Gänze verfüllt, bis letztlich die anfangs noch marin beeinflussten Oberangerberger Schichten in rein fluviatile Sedimente übergehen (KROIS et al., 1991).

Die Oberangerberger Schichten zeigen zwischen Kramsach und Breitenbach (Oberangerberg) ihre größte Verbreitung. Spärliche Faunen- und Florenreste geben ein oberoligozänes Alter an (SCHLOSSER, 1909; ZÖBELEIN, 1952). Durch sequenzstratigraphische Überlegungen bietet sich als Untergrenze der Oberangerberger Schichten das sog. „Höllgrabenkonglomerat“ (HAMDI, 1969; MOUSSAVIAN, 1983) bei der Ortschaft Kleinsöll am Unterangerberg an, das durch frühere Autoren aufgrund seines marinen Charakters noch zu den Unterangerberger Schichten gestellt wurde.

Der namensgebende Oberangerberg wird mit Ausnahme von quartären glazialen und glazigenen Sedimenten ausschließlich durch die chattischen Oberangerberger Schichten aufgebaut. Die Wechsellagerung konglomeratischer und feinerklastischer Lagen führt durch selektive Erosion zur Herausprägung eines reizvollen Landschaftsbildes. Östlich des bekannten Tiroler Bauernhofemuseums Kramsach befindet sich eine ehemals für den Autobahnbau angelegte Schotterentnahmestelle

(Lokalität Mosen), die auch durch Pflanzenfossilfunde bekannt ist (Abb. 1). Dieser künstliche Aufschluß erschließt auf eine Breite von ca. 130 m und einer Höhe von ca. 12 m einen Konglomeratkomplex der Oberangerberger Schichten, der eine leichte tektonische Einstellung mit mittelsteilem Einfallen nach N aufweist. Durch einen senkrecht dazu verlaufenden Wegeschnitt erhält man auch noch Einblick in die dritte Dimension. Daher bot sich dieser Aufschluß für eine Faziesstudie in den fluviatilen Sedimenten an.

Mit dieser Studie soll aufgezeigt werden, daß die Anwendung unterschiedlicher Methoden (Lithofazieskonzept nach MIAL, 1977, 1978; RUST, 1978; Faziesarchitektur nach MIAL, 1985a,b, 1988a,b) je nach den Aufschlußverhältnissen zu divergierenden Ergebnissen führen kann. Dieses Problem wird anhand einer lateralen und vertikalen Erfassung des Gesamtaufschlusses sowie der Gegenüberstellung zweier voneinander abweichender vertikaler Teilprofile näher beleuchtet. Zur vollständigen Charakterisierung wurden 10 Profile nach lithofaziellen und faziesarchitektonischen Kriterien aufgenommen. Gleichzeitig wurden die vektoriellen Gefüge, erste granulometrische Daten und die Geröllpetrographie erfasst.

2. Geröllpetrographie

Zur überblicksmäßigen Erfassung der petrographischen Zusammensetzung der Konglomerate (Abb. 2) wurden im Aufschlußbereich über 1500 Gerölle ausge-

Geröllspektrum > 1 cm (Mosen)

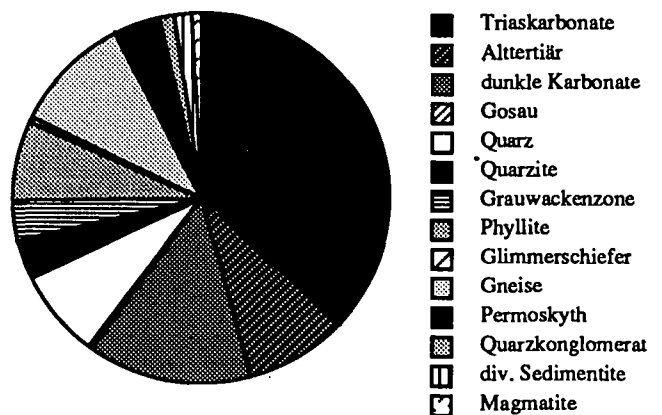


Abb. 2. Geröllspektrum der Konglomerate von Mosen.

wertet. Für die karbonatischen Gerölle wurden die Durchschnittswerte von MOUSSAVIAN (1983) mit den eigenen Ergebnissen kombiniert. Dabei zeigt sich eine starke Vormacht von Triaskarbonaten und Alttertiärgeröllen sowie von wahrscheinlich aus der Grauwackenzone stammenden dunklen Dolomiten. Bei den nicht-karbonatischen Geröllen überwiegen Gneise, Quarz (Gangquarze, aufgearbeitete Quarzknuern) sowie Phyllitkomponenten. Untergeordnet finden sich Gesteine aus der Grauwackenzone (Tuffite, Wildschönauer Schiefer, Quarzite), Glimmerschiefer sowie klastisch entwickeltes Permoskyth. Den Rest nehmen makroskopisch nicht eindeutig zuordenbare metamorphe und sedimentäre Komponenten ein.

3. Beschreibung und Interpretation der Lithofaziestypen

Bei der Profilaufnahme im Gelände wurden einzelne Lithofaziestypen nach dem Schema von MIALL (1977, 1978) sowie RUST (1978) verwendet. Dabei wird aufgrund granulometrischer und struktureller Kriterien eine Klassifikation vorgenommen, die gleichzeitig Hinweise auf die hydrodynamischen Bedingungen des Ablagerungssystems liefern kann. Granulometrisch können im Aufschlußbereich 3 Gruppen von lithologischen Einheiten unterschieden werden, die das gesamte Korngrößenspektrum von Grobkonglomeraten (über 25 cm Durchmesser) bis zu Feinsilt umfassen.

3.1. Konglomerattypen

Massige, ungeschichtete bis undeutlich horizontal geschichtete, intern strukturelose Konglomerate, die z. T. Matrixstützung zeigen (entsprechen dem Typ Gms nach MIALL, 1978), führen die größten Gerölle bis über 25 cm und treten vorwiegend in den hangenden Abschnitten des Aufschlusses auf. Vereinzelt zeigen sie durch schwach ausgeprägte Trennflächen (Korngrößenunterschiede) eine Amalgamation mehrerer Schüttungskomplexe an. Sie erreichen Mächtigkeiten von maximal 3 bis 4 m. Die Unterkanten zeigen durch schwache Undulationen erosive Tätigkeit an.



Abb. 4. Imbrikation von Geröllen im Lithofaziestyp Gm.

Der bei weitem vorherrschende Lithofaziestyp im grobklastischen Bereich sind normal gradierte Konglomerate (Typ Gm; Abb. 3). Bis zu m-mächtige Komplexe zeigen ein rinnenförmiges, z. T. stark erosives Eingreifen in ihren Untergrund. Geringmächtige gradierte Konglomerate besitzen eine eher flächige Verbreitung und eine kaum erosive Unterkante. Die maximalen Korngrößen sind an der Basis dieser Komplexe konzentriert, während der hangende Bereich der einzelnen Körper



Abb. 3. Schwach erosives Eingreifen von longitudinalen Kiesbanksedimenten (Gm) in sandige Konglomerate einer älteren Kiesbank. Reste von bei abflauendem Hochwasser sedimentierten Sanden mit Pflanzenresten. Gradiertes Internaufbau der Konglomerate mit Geröllimbrikation. Großer inkohlter Holzrest (rechts des Maßstabes). Profil 4.

eine sukzessive Korngrößenverringering von 10 bis zu 2 cm aufweist. Häufig ist in diesem Konglomerattyp Dachziegellagerung der Komponenten festzustellen (Abb. 4), vereinzelt auch parallele Anlagerung nach den Längsachsen. Die Schüttungsrichtung, ermittelt aus der Imbrikation, liegt im Mittel bei 110°. An der Basis einzelner Schüttungskörper sind aufgearbeitete Kohlefragmente bis zu 40 cm Länge vorhanden (Abb. 3). Eine Aufarbeitung des Untergrundes wird durch siltig-tonige Intraklaste (bis zu 20 cm Größe) angezeigt.

In einem Fall wurde inverse Gradierung mit Korngrößen bis zu 10 cm beobachtet. Diese Konglomeratschüttung steht auffallenderweise mit sehr feinklastischen Sedimenten in Verbindung.

Troglförmig und planar schräggeschichtete Konglomerate (Typen Gt bzw. Gp) weisen generell geringere Korngrößen auf (5 bis 10 cm) und treten im Aufschlußbereich nur untergeordnet auf. Einzelne geringmächtige schräggeschichtete Feinkonglomerate bilden den Abschluß von gradierten Sequenzen. Größerdimensionale Körper zeigen die gleichen Schüttungsrichtungen wie aus der Imbrikation, während kleindimensionale (dm-Bereich) z. T. stark abweichende Richtungen aufweisen können.

Die massigen Konglomerate weisen auf hochenergetische Transportbedingungen in fließendem Wasser hin und können im wesentlichen auf in Fließrichtung migrierende Longitudinalbänke, die zu Zeiten stärkerer Wasserführung aktiv waren, zurückgeführt werden. WESCOTT & ETHRIDGE (1983) interpretieren ähnliche, ebenfalls intern strukturlose Konglomerate als Surge Flows, die unter Hochwasserbedingungen sedimentiert wurden und auf die Mobilisation einer gesamten Rinne zurückgehen. Die Konzentration der größten Gerölle an der Basis kann man als meist gut ausgewaschenes Rinnenrückstandssediment ansehen. Troglförmig schräggeschichtete Typen weisen auf eine Verfüllung erosiv eingeschnittener Rinnen durch kiesige Großrippeln bzw. auf eine Abdeckung grobklastischer Longitudinalbänke bei nachlassender Strömungsenergie hin. Planar schräggeschichtete Konglomerate werden als linguoide Kiesbänke interpretiert. Die invers gradierte Bank deutet die Vorherrschaft von intergranularem Verteilungsdruck in einem hochkonzentrierten Kornge-

misch an und kann als density-modified Grain Flow (LOWE, 1982) oder Debris Flow aufgefaßt werden.

3.2. Sandsteintypen

Neben den dominierend auftretenden, oben beschriebenen Konglomeraten finden sich auch schwach verfestigte Sandsteine, die z. T. starke Kieseinstreuungen zeigen. Letztere können sowohl diffus verteilt, als auch in Form von Geröllschnüren und Nestern angereichert sein. Aufgrund sedimentärer Gefüge können troglförmig (Abb. 5) und planar schräggeschichtete Sandsteine (Typ St bzw. Sp) und horizontal geschichtete bis extrem flach schräggeschichtete Sandsteine, deren Schichtung durch Geröllschnüre akzentuiert wird, unterschieden werden (Typ Sh). Durch die Auflast nachfolgender Konglomeratschüttungen wurden lokal Deformationsgefüge (Belastungsmarken) produziert. In diesen Sandsteinen sind auf Schichtflächen Pflanzenreste angereichert.

Die troglförmig schräggeschichteten Sandsteine können zwanglos als sandige Dünen bzw. Großrippeln angesprochen werden und zeigen niedrigerenergetische Strömungsbedingungen an. Planare Schrägschichtung in Sandsteinen wird als Hinweis auf linguoide oder transversale Sandbänke, die ebenfalls im unteren Fließregime produziert wurden, gewertet. Das Auftreten von Horizontalschichtung in feinkörnigen Sandsteinen weist auf laminare Fließbedingungen unter relativ geringer Wasserbedeckung hin.

3.3. Siltige Typen

Geringmächtige siltige Einschaltungen sind im wesentlichen durch Horizontalschichtung gekennzeichnet (Typ Fl bzw. Fsc). Auch sie führen in geringem Maße Pflanzenreste und Kohlestückchen.

Diese feinkörnigen Typen können durch ein starkes Nachlassen der Fließenergie, was durch Rinnenverlegung oder durch einen plötzlichen Rückgang der Wasserführung verursacht sein kann, zur Ablagerung kommen. Daneben ist ein Teil dieser Sedimente auch dem Überschwemmungsbereich zuzuordnen (Abb. 6).



Abb. 5. Erosionskontakt von Lithofaziestyp Fl und Gm. Siltige Tonmergel füllen eine erosiv in Kiesbänke eingeschnittene, inaktive Hochwasserdurchbruchsrinne. Profil 9.



Abb. 6.
Lithofaziestyp St (sandige Großrippeln, etwas kiesig) mit Pflanzenresten auf den Leeblättlern.
Profil 1.

4. Interpretation der Lithofazies-Vergesellschaftung nach MIALL

Aufbauend auf einer hauptsächlich vertikalen Verknüpfung der einzelnen Lithofaziestypen erstellte MIALL (1978) sechs Endglieder verzweigter fluviatiler Systeme. Jedes dieser Endglieder ist durch bestimmte Sedimentationsprozesse bzw. deren Produkte in Abhängigkeit von der Reife des Flußsystems gekennzeichnet. Als Modellfall dienen sechs rezent aktive alluviale Sedimentationsräume in Nordamerika. Die Studien von MIALL streichen deutlich hervor, daß es sich um Modelle handelt und zwischen diesen jeder Übergang möglich ist. Die Problematik einer allzu modellbezogenen Interpretation fluviatiler Klastika zeigt beispielsweise auch BRYANT (1983) auf.

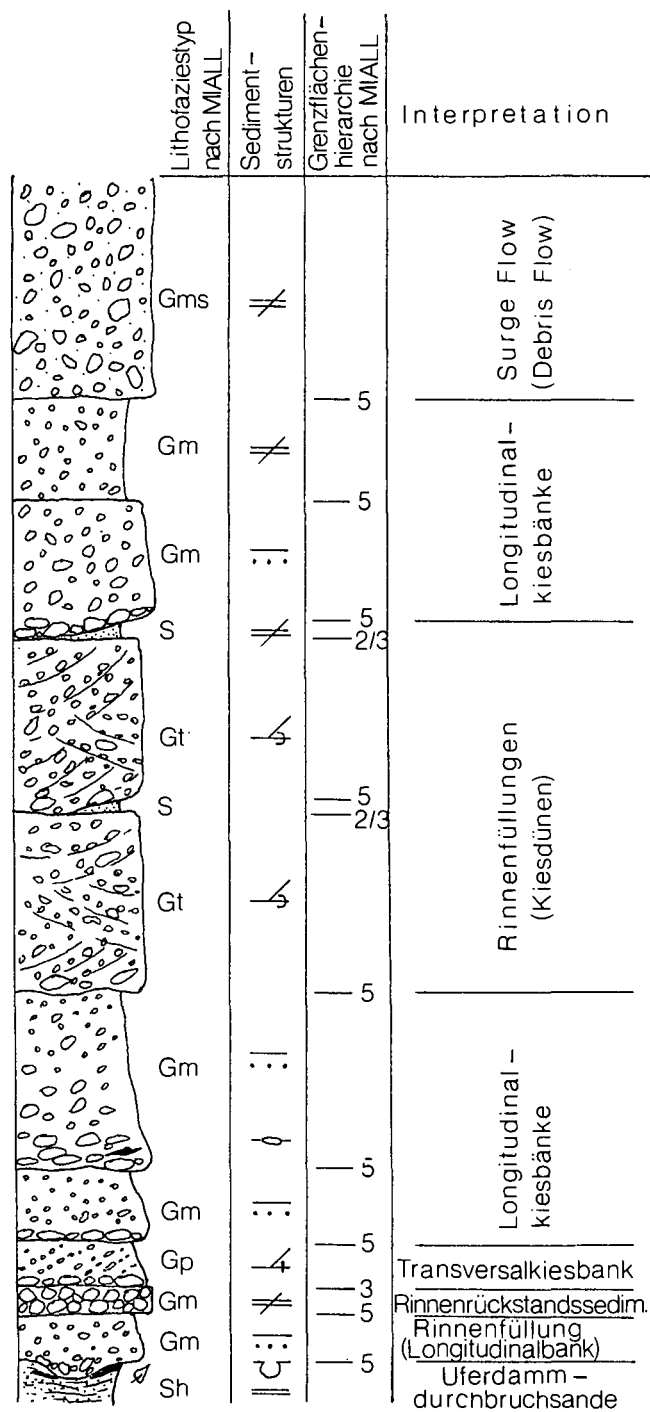
Der bearbeitete Aufschluß Mosen ist durch eine starke Vorherrschaft konglomeratischer Typen charakterisiert. Die Einzelprofile werden beinahe vollständig durch Konglomerate aufgebaut, was im wesentlichen bei gleichzeitiger Beachtung des Strukturinventars einem (nach der Klassifikation von MIALL, 1978) proximalen, schwach sinuosen, verzweigten und bodenfrachtdominierten Flußsystem mit ständiger Wasserführung entspricht. Die grobklastische Entwicklung weist

auf einen relativ starken Gefällsgradienten hin, ebenso der geringe Anteil bzw. das Fehlen von feinklastischen Überflutungssedimenten in den meisten Einzelprofilen. Der Sedimentationsablauf wird hauptsächlich durch Rinnenauffüllung in Form von Longitudinalbänken und Großrippeln verschiedener Dimension dominiert (ähnlich den Verhältnissen, die RAMOS & SOPENA, 1983, aus dem iberischen Buntsandstein beschreiben). Das entspricht im wesentlichen dem „Scott-Typ“ (MIALL, 1977) bzw. G_{II} (RUST, 1978, 1984), die vorwiegend durch die Stapelung vieler Kiesbankgenerationen aufgebaut werden, oder mit Einschränkungen dem „Donjek-Typ“ bzw. G_{III}, wenn der Kiesanteil unter 90 % sinkt. Die Konstanz der Schüttungsrichtungen, die aus Imbrikation und großdimensionalen Schrägschichtungskörpern ermittelt wurden, spricht für das Vorhandensein verzweigter Gerinne. Die abweichenden Richtungen der kleindimensionalen Körper, die meistens Fazies G_m überlagern, kann mit dem Zerschneiden der Kiesbänke bei abnehmendem Wasserstand und Produktion von Großrippeln in Sekundärgerinnen erklärt werden. Durch die starke erosive Tätigkeit kommt es aber meist nur zur Überlieferung hochenergetischer Ereignisse, die sich in Form von „diffuse gravel sheets“ (strukturlose, höchstens gradierte Konglomeratbänke, Typ G_m, und bei hohem Matrixgehalt G_{ms}) äußern. Der geringe Anteil an Feinklastika aus dem Überschwemmungsbereich unterstützt die Interpretation als proximales, verzweigtes Flußsystem.

5. Gegenüberstellung zweier unterschiedlicher Einzelprofile

Um Probleme in der faziellen Interpretation, die bei einer eingeschränkten lateralen Einsicht in die fazielle Entwicklung entstehen, aufzuzeigen, werden Profil 5 und 10 aus Abb. 5 gegenübergestellt und getrennt anhand der vertikalen Lithofaziesverknüpfung interpretiert. Es ist zwar in vielen Fällen (z.B. in Bohrungen oder bei Profilen in schmalen Gräben) unumgänglich, sich ausschließlich auf die vertikale Abfolge zu stützen, wobei auch die Interpretation im Kern zum gleichen Ergebnis führt, allerdings muß man sich bewußt sein, daß im Detail sehr leicht eine Überinterpretation die Folge sein kann. Auch statistische Methoden (z.B. Markov-Ketten-Analyse) können hier nur als Zusatzinformation dienen und sollten für interpretative Zwecke nicht überbewertet werden (vgl. GODIN, 1991).

Profil 5 mit ca. 8 m Mächtigkeit wird im wesentlichen durch Lithofaziestyp G_m aufgebaut (Abb. 7). Die meisten der bis zu 1 m dicken Sequenzen zeigen normale Gradierung bzw. sehr diffuse interne Schichtung, die höchstens durch imbrikierte oder nach den Längsachsen eingeregelt Gerölle angedeutet wird. Dieser Lithotyp repräsentiert in den meisten Fällen longitudinale Kiesbänke, die die Plombierung einer Rinnenstruktur nach sich zogen. Lediglich die geringmächtige gradierte G_m-Bank nahe der Basis des Profils kann auch als unkanalisierte Schichtflut aufgefaßt werden, wofür auch ihre kaum undulierende Unterkante spricht. Ebenfalls an der Profilbasis findet sich ein gut sortiertes, beinahe matrixfreies Konglomerat mit Korngrößen von ca. 10 cm, das als Rinnenrückstandssediment (channel lag) zu interpretieren ist. Diese ehemalige Rinnenbasis wird durch eine geringmächtige Lage von G_p überla-



Legende zu Profil 5 und 10:

- | | | | |
|---|------------------------------|---|------------------|
| ≠ | strukturlos | ↘ | flache |
| — | ebene Schichtung | ⊖ | Geröllregelung |
| ∴ | normale Gradierung | ∇ | Imbrikation |
| ∴ | inverse Gradierung | ∩ | Belastungsmarken |
| ↘ | planare Schrägschichtung | ↗ | Pflanzenreste |
| ↘ | trogförmige Schrägschichtung | | |

1 m

Abb. 7. Vertikale Lithofaziesentwicklung von Profil 5 (aus Abb. 5). Lithofaziestypen nach MIALL (1977, 1978; Erklärung im Text), Grenzflächenhierarchie nach MIALL (1988a).

gert, die als Produkt einer linguoiden Kiesbank oder einer Transversalbank angesehen wird. In Profilmitteln schalten sich zwei Körper trogförmig schrägschichteter Konglomerate ein (Gt), die ebenfalls Rinnenfüllungen, allerdings in Form von Kiesdünen bzw. -großrippeln, darstellen. Auf Grund der Tiefe von jeweils ca. 1 m könnte es sich um Hauptgerinne, die Kiesbankformen seitlich umrahmen, handeln. Den Abschluß des Profils im Hangenden bildet ein Komplex von unstrukturierten Konglomeraten, die bei Nichtkenntnis der lateralen Verhältnisse auf Grund ihrer lokalen Matrixstützung entweder als Debris Flow (Schuttstromsediment) oder als Surge Flow im Sinne von WESCOTT & ETHRIDGE (1983) – und somit als Rinnensediment – interpretiert werden können. Feinklastika zeigen sich im gesamten Profil lediglich in Form eines horizontal geschichteten Sandsteins an der Basis bzw. durch geringmächtige Erosionsrelikte von massigen, ungeschichteten Sandsteinen zwischen den Konglomeratkomplexen.

Eine Interpretation dieses Profils anhand der vertikalen Lithofaziesvergesellschaftung zeigt auf jeden Fall, daß es sich um ein verzweigtes Rinnensystem gehandelt haben muß. Auch die Einstufung nach dem Schema von MIALL (1977, 1978) bereitet keine Probleme, auf Grund der Korngrößen und des strukturell begründeten Internaufbaus durch vorwiegend longitudinale Transportkörper kann die Abfolge relativ zwanglos dem „Scott-Typ“ zugeordnet werden. Innerhalb dieses Typs ist allerdings offen, ob es sich um Ablagerungen einer grobklastischen braidplain, wie sie beispielsweise in Sanderflächen vorliegen, handelt, oder ob die Sedimente dem Mittelabschnitt eines alluvialen Schuttfächers entsprechen. Für letzteres spräche die Verknüpfung von sporadischen Debris Flows (sofern als solche interpretiert) mit strömungstransportierten Sedimenten und Schichtflutablagerungen.

Profil 10 (Abb. 8) zeigt eine etwas abweichende Entwicklung, obwohl das 11 m mächtige Profil nur ca. 75 m lateral von Profil 5 entfernt liegt. Es wird zwar ebenfalls von Lithofaziestyp Gm dominiert, der auch hier als Produkt longitudinaler Kiesbänke interpretiert werden kann, es schalten sich aber mit einem Anteil von ca. 25 % relativ feinklastische (grosandige bis siltige) Einheiten ein (Typen Sh, Sp, Fl). Diese zeigen Strukturen des hochenergetischen Strömungsregimes wie Horizontalschichtung oder flach einfallende Schrägschichtung, die ebenfalls im Typ Sh beinhaltet ist. Der planar schrägschichtete Sandstein geht auf einen linguoiden Körper zurück, der allerdings in verschiedener Weise interpretiert werden kann. Lithofazies Fl mit Horizontalschichtung kann auf Grund seiner Verknüpfung mit Pflanzenresten (Blattreste etc.) wohl eher schwachen Strömungsbedingungen bzw. fast stehendem Wasser entstammen. Das invers gradierte Konglomerat, das in die Feinklastika eingeschaltet ist, zeigt im Profil einen eher schichtigen als rinnenförmigen Charakter. Es kann entweder als dichtemodifizierter Grain Flow (LOWE, 1982), der in stehendes Wasser geschüttet wurde, oder als hochviskoser Schuttstrom, in dem beim Stillstand ebenfalls dispersiver Korndruck vorherrscht, interpretiert werden.

Die Vergesellschaftung dieser Lithofazies zeigt als gemeinsamen Nenner wieder den Charakter eines verzweigten Rinnensystems. Während die Konglomerate im wesentlichen als Kiesbänke in fluviatilen Rinnen angesprochen werden können (wie z.B. bei RAMOS & So-

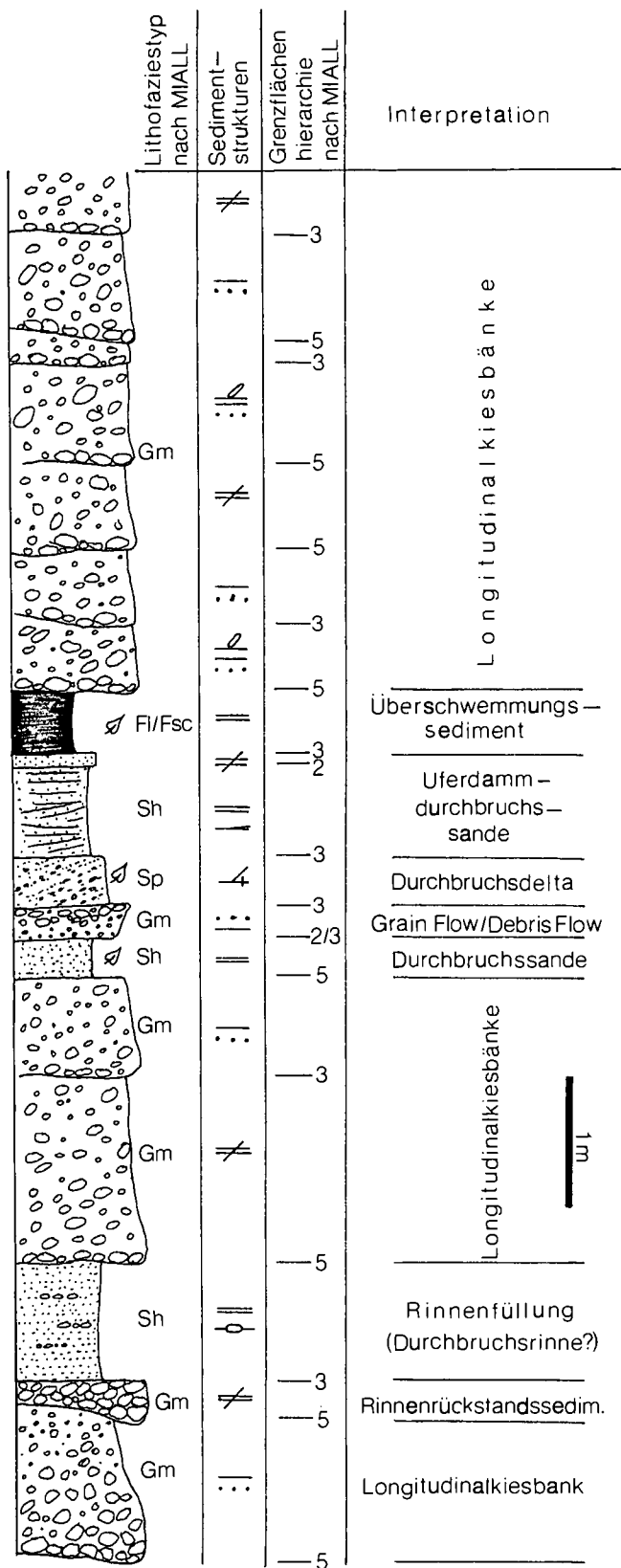


Abb. 8. Vertikale Lithofaziesentwicklung von Profil 10 (aus Abb. 5). Lithofaziestypen nach MIALl (1977, 1978), Grenzflächenhierarchie nach MIALl (1988a). Legende siehe Abb. 7.

in flachem Wasser sedimentiert wurden. Ob es sich um Sedimente aus einem Uferdammdurchbruch (crevasse splay) oder um eine infolge Hochwassers reaktivierte und aufgefüllte Rinne handelt, könnte nur mit Einblick in die flächige Entwicklung schlüssig beantwortet werden. Erstere Interpretation wäre auch eine Erklärung für Fazies Sp, die in diesem Zusammenhang als deltaartiger Körper beim Nachlassen der Strömung im Überschwemmungsbereich aufgefaßt werden kann, während die siltigen Ablagerungen von Fazies FI als Stillwassersedimente in temporären Tümpeln betrachtet werden können. Folgt man der Klassifikation von MIALl, ist man in diesem Profil beim gleichen Problem wie BRYANT (1983), der an pleistozänen Flußsedimenten ähnlichen Maßstabs ebenfalls nicht entscheiden konnte, ob es sich um eine einzige Abfolge des „Donjek-Typs“ (nach MIALl 10 bis 90 % Grobanteil) oder um eine Verzahnung zweier fluviatiler Grundtypen handelt. Da in Profil 10 die Feinklastika Gefüge zeigen, wie sie für ephemere, durch sporadische Starkregenfälle gespeiste Flüsse des „Bijou Creek-Typs“ (MIALl, 1978) charakteristisch sind (McKEE et al., 1967; TUNBRIDGE, 1984), ist durchaus auch eine zusammengesetzte Abfolge von Scott- (Konglomerate) und Bijou Creek-Typ (Sandsteine) und damit ein Verzahnung von distalen Fächersedimenten mit einer ephemeralen braidplain denkbar, wenn auch nicht sehr wahrscheinlich.

Da die diversen Grundtypen auch eine gewisse Zonierung hinsichtlich Proximalität zum Liefergebiet nachzeichnen sollen, ist mit solchen weiterreichenden Interpretationen, die nur an sehr schmalen Profilausschnitten erstellt werden, eher sparsam umzugehen.

6. Faziesarchitektur

Eine Klassifikation fluviatiler Systeme, die ausschließlich auf einer vertikalen Verknüpfung einzelner Lithofaziestypen beruht, kann nur einen Teil der Vielfalt eines fluviatilen Systems erfassen. MIALl (1985a) weist darauf hin, daß gleichartige Lithofaziestypen unterschiedlichen genetischen Ursprungs sein können und daher nicht ausschließlich einen bestimmten Ablagerungsbereich dokumentieren. Die ebenfalls zur Grobklassifikation verwendete Rinnenmorphologie (verzweigt oder mäandrierend) stellt auch keinen rigiden Parameter dar. Durch die Vielzahl auto- sowie allozyklischer Prozesse, die teilweise voneinander abhängig auf fluviatile Systeme wirken, und in den unterschiedlichsten Kombinationen miteinander verknüpft sein können, ist es notwendig, die Ergebnisse dieser Prozesse auf Grundtypen zu reduzieren.

Eine derartige Reduktion und Unterteilung kann auf einer Klassifikation der Größe einzelner Transportkörper beruhen (JACKSON, 1975). Dabei können Mikroformen (z.B. Kleinrippel), Mesoformen (Sandwellen, Dünen) und Makroformen (zusammengesetzte Bänke, große Rinnen) unterschieden werden. Eine vertikale Erfassung ist ausschließlich zur Erfassung der Mikroformen und mit Einschränkungen der Mesoformen ausreichend.

Zur Dokumentation der Meso- und Makroformen verweist MIALl (1985a) auf die Notwendigkeit der Einbeziehung der lateralen Komponente, die, in Abhängigkeit vom jeweiligen fluviatilen System, Größenordnungen bis zu mehreren hundert Metern erreicht. Er reduziert

PENA, 1983; RUST, 1984), stehen für die Genese der sandigen bis siltigen Ablagerungen mehrere Möglichkeiten offen. Gemeinsam ist den meisten (bis auf Fazies Sp und FI), daß sie unter hoher Strömungsenergie

die Makroformen auf acht architektonische Grundelemente, deren Erfassung und Verknüpfung für die Beschreibung aller fluviatilen Systeme ausreichend ist.

Diese Elemente werden durch Korngröße, die am Aufbau beteiligten Transportkörper und deren interne Verknüpfung, sowie durch ihre externe Geometrie charakterisiert. Bei der Beschreibung der Elemente müssen nun folgende Parameter erfaßt werden: die Art und Form der Begrenzungsflächen des Elements (MIALL, 1988a,b; GODIN, 1991), seine externe und interne Geometrie und seine Größe. Die Elemente selbst zeigen einen hierarchischen Aufbau.

Als hierarchisch höchststehendes Element wird von MIALL (1985a) das Element CH (channels) definiert, das, abhängig von der Dimension des Ablagerungssystems, seinerseits wiederum aus hierarchisch tieferstehenden CH-Elementen aufgebaut wird. Aufgrund fazieller und auch morphologischer Überlegungen – der in der Landschaft deutlich ausgeprägte Wechsel zwischen als Rippen herauswitternden, konglomeratdominierten Typen und feinerklastischen Sedimenten – ist der gesamte Aufschluß Mosen nur als Teil eines CH-Hauptelements anzusehen, das von Begrenzungsflächen 6. Ordnung (MIALL, 1988 a) eingerahmt wird. Diesem untergeordnete CH-Typen, mit Kennzeichen wie erosive Basis, konkav aufwärts gerichtete Unterkante (Begrenzungsflächen 5. bzw. 3. Ordnung), können im Aufschluß Mosen differenziert werden (z.B. hangendste Bank im Profil 2 schneidet sich in den Profilen 3 und 4 sukzessive in tiefere Einheiten ein, Abb. 9). Lithofaziell wird dieses Element zum überwiegenden Teil aus dem Typ Gm, untergeordnet aus den Typen Gt und Gp aufgebaut. Die Dominanz der lateralen über die vertikale Erstreckung (width/depth ratio) weist auf ein hochmobiles Rinnensystem hin (Abb. 9). Das im architektonischen Sinne im Bereich Mosen am häufigsten auftretende Element stellt das Element GB dar (gravelly bars and bedforms), das seinerseits am Aufbau des Elements CH beteiligt ist. Kennzeichnend ist ein flächiges, nicht erosiv eingreifendes Auftreten des Lithofaziestyps Gm bzw. des Typs Gt und Gp. Genetisch kann dieses Element auf bei Hochwasserstadien aggradierende und migrierende Longitudinalbänke zurückgeführt werden. Durch leeseitige Ablösungswirbel (lee-side separation eddies) kann es zur Verknüpfung der Typen Gp und Gm kommen (HEIN & WALKER, 1977, cit. in MIALL, 1985a). Die Differenzierung der Elemente CH und GB wird im vorliegenden Fall dadurch erschwert, daß es auch beim Element GB untergeordnet zur Ausbildung erosiver Unterkanten kommen kann, sodaß unter Berücksichtigung der hohen width/depth ratio und damit der Dominanz einer flächigen Verteilung, ein alleiniges Auftreten des Elements GB nicht ausgeschlossen werden kann.

Hierarchisch tieferstehende Elemente treten nur sehr stark untergeordnet auf. Das Element SB (sandy bedforms) wird aus den Lithofaziestypen St, Sp sowie Sh aufgebaut. Das Auftreten von Geröllschnüren und -nestern stellt nach MIALL (1985a) ein typisches Kennzeichen des Elements SB dar und dürfte daher die Existenz des aus ähnlichen Lithofaziestypen aufgebauten Elements LS (laminated sand sheets) eher ausschließen. Genetisch dokumentiert dieses Element hauptsächlich migrierende sandige Transportkörper in aktiven Rinnensystemen. Die teilweise auftretende enge Verknüpfung mit dem Element OF (overbank fines) legt für diese Fälle eine Interpretation als Uferdammdurchbruchsedimente (crevasse splays) nahe (Abb. 6).

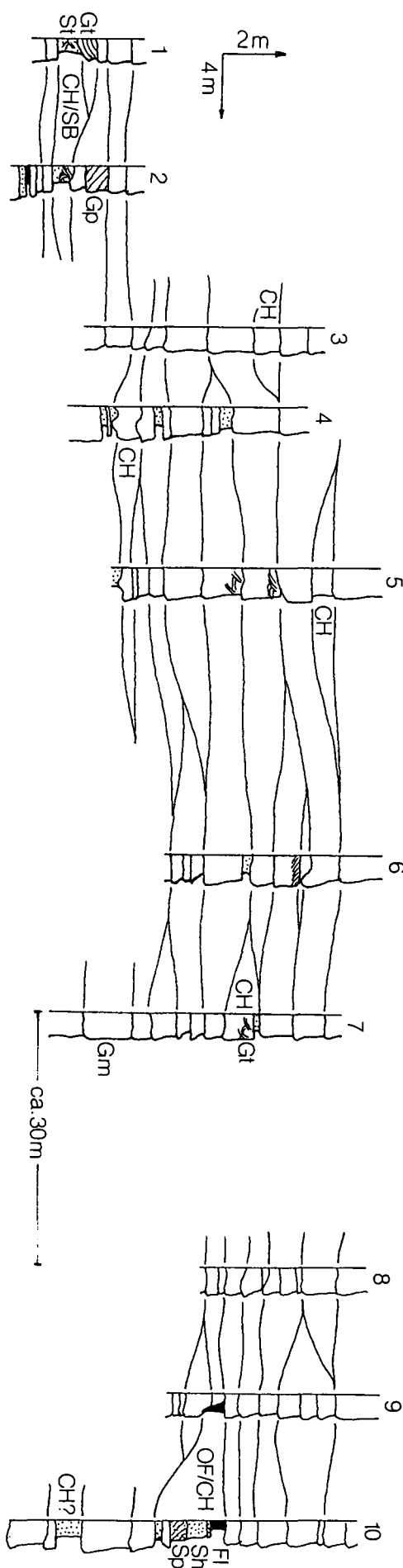


Abb. 9. Architekturelemente und Grenzflächen im Aufschluß Mosen. Nicht bezeichnete Elemente sind Rinnen, die meist durch Longitudinalbänke plombiert werden (Elemente CH/GB). Grenzflächen 5. (z.T. 3.) Ordnung. Trotz lateraler Verkürzung des Profils kommt deutlich das hohe Breiten/Tiefen-Verhältnis zum Ausdruck.

Faziesarchitektonisch zeigt der Aufschluß Mosen, abgesehen vom nicht eindeutig dokumentierten Auftreten des Elements CH, eine starke Dominanz des Elements GB, die Elemente SB und OF treten nur untergeordnet in Erscheinung. Diese Verknüpfung entspricht dem von MIALL (1985a) erstellten Modell 3. Dieses Modell ist kennzeichnend für kiesdominierte Flußsysteme, in denen es zur Ausbildung unterschiedlicher morphologischer Niveaus kommt. Der morphologisch tiefste Teil ist durch das aktive Flußsystem mit einer ständigen Wasserführung charakterisiert. Morphologisch höhere Bereiche werden nur bei Hochwasserstadien in fluviatile Sedimentationsprozesse einbezogen. Im Verbreitungsgebiet der Oberangerberger Schichten treten diese Überschwemmungsbereiche in Form zurückwärtiger Täler zwischen Konglomeratrücken zutage. Während Phasen niedrigerer und normaler Wasserführung kann es zur Ausbildung von Vegetation auf diesen Niveaus und damit zu einer Stabilisierung gegenüber einer Erosion durch Rinnenverlagerung kommen (häufiges Auftreten von Florenresten an der Lokalität Mosen). Durch autozyklische laterale Verlagerung und Aggradation kann es zur Stapelung sukzessive höherer Niveaus und damit zur Ausbildung von upward-fining Sequenzen kommen, wie sie im Profil 10 dokumentiert werden. MIALL (1985b) selbst vergleicht dieses Modell 3 mit dem Donjek-Endmember seiner verzweigt fluviatilen Grundtypen, wobei allerdings die starke Kiesdominanz im vorliegenden Fall herausgestrichen werden muß.

7. Diskussion

Ein Vergleich zwischen rein vertikaler Profilaufnahme und einer Kombination lateraler und vertikaler Daten zeigt deutlich die Probleme, die eine Faziesinterpretation bei unterschiedlichen Aufschlußbedingungen mit sich bringt. Aufgrund des Gefüges, des strukturellen Inventars und dessen interner Beziehungen steht eine Deutung als fluviatiles System mit einem verzweigten Rinnenmuster außer Frage. Eine Differenzierung verzweigter Flußsysteme, die ausschließlich auf vertikalen Profilaufnahmen beruht, kann allerdings zu Mißinterpretationen mit weitreichenden Folgen führen. Gleichartige Vertikalabfolgen, vor allem geringer Mächtigkeit, wie sie im vorliegenden Fall auftreten, können durch unterschiedliche auto- und allozyklische Prozesse gesteuert werden und in unterschiedlichen fluviatilen Ablagerungsbereichen auftreten. Rückschlüsse auf die Ursachen dieser Prozesse (z. B. Klima, Tektonik) sind daher mit einem großen Unsicherheitsgrad behaftet. So kann z.B. das Profil 10 entweder als Teil einer weiträumigen braidplain mit Überschwemmungsflächen in humidem Klima gesehen werden, was im vorliegenden Fall eher zutrifft, oder als Verzahnungsbereich eines alluvialen Schuttfächers mit einer ephemeralen Schwemmebene, wie sie in ariden bis semiariden Klimata auftritt. Eine Integration der lateralen Daten führt zu eindeutigeren Ergebnissen. Aufgrund der Gliederung in Elemente, die in bestimmter hierarchischer Position zueinander stehen und durch ein System von Begrenzungsflächen voneinander abgetrennt werden, lassen sich die Kontrollparameter (Klima, Tektonik, hydrodynamische Bedingungen, wie Gradient, Abflußmenge) wesentlich besser erfassen. Um eine zielführende Fa-

ziesinterpretation klastischer fluviatiler Sedimente durchzuführen, zeigt sich daher deutlich die Notwendigkeit von Aufschlüssen größerer lateraler Erstreckung oder eng benachbarter, vertikaler Profile. Eine detaillierte Erfassung speziell aller vektorieller Gefüge läßt auch in großflächigen zweidimensionalen Aufschlüssen auf die dreidimensionale Entwicklung der Architekturelemente und Transportkörper schließen. Nur daraus können verlässliche paläogeographische und paläomorphologische Rückschlüsse gezogen werden.

8. Schlußbetrachtung

Die chattischen Oberangerberger Schichten der Lokalität Mosen stellen Sedimente eines großräumigen verzweigten Flußsystems dar. Die hochmobilen Gerinne sind im wesentlichen durch hochenergetische Strömungsbedingungen gekennzeichnet. Grobklastische Longitudinalbänke stellen die dominierenden Transportkörper dar. Untergeordnet treten linguoide Transportkörper, transversale Kiesbänke sowie sandig-siltige Ablagerungen eines Überschwemmungsbereichs auf.

Die Anwendung des Lithofazieskonzepts nach MIALL (1977, 1978) an vertikalen Abfolgen wurde an zwei Einzelprofilen, die innerhalb des Aufschlusses „Extrementwicklungen“ darstellen, versucht. Dabei ergibt sich in einem Fall eine Interpretation als bodenfrachtdominiertes System, das dem Scott-Typ nach MIALL (1977, 1978) bzw. G_{II} nach RUST (1978) entspricht. Im anderen Fall, in dem feinklastische Überflutungssedimente beteiligt sind, treten hinsichtlich der Interpretation Diskrepanzen auf. Dieses Profil kann entweder dem Donjek-Typ (kies- und sanddominiertes, perennierendes, proximales verzweigtes Flußsystem) nach MIALL (1977, 1978) zugeordnet werden, oder als Verzahnung zwischen Sedimenten des Scott- (kiesdominiert, proximale braidplain oder Schuttfächer) und des Bijou Creek-Typs (distale, ephemerale sanddominierte braidplain) angesehen werden. Hinsichtlich der Proximalität zum Liefergebiet und der paläoklimatischen Bedingungen führen diese zwei Interpretationen zu unterschiedlichen Schlüssen.

Die Einbeziehung der lateralen Entwicklung (Faziesarchitektur sensu MIALL, 1985a,b, 1988a,b) erlaubt eine Einschränkung der Vielfalt der Interpretationsmöglichkeiten. Durch diese modellunabhängige Betrachtungsweise läßt sich wesentlich besser die großräumige, wie auch die lokale Entwicklung des gesamten Systems erfassen und Fehlermöglichkeiten in der Interpretation eingrenzen. Bei entsprechenden Aufschlußverhältnissen ist daher der Anwendung dieses Konzepts auf jeden Fall der Vorzug zu geben.

Dank

Die Autoren sind Herrn Doz. R. BRANDNER für die ständige Diskussionsbereitschaft und die Durchsicht des Manuskripts zu Dank verpflichtet. Herr A. KAMELGER unterstützte uns tatkräftig bei den Geländearbeiten. Die Arbeit wurde aus Mitteln des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt P6806-GEO, Projektleitung Prof. H. MOSTLER) gefördert.

Literatur

- BRYANT, I.D.: Facies sequences associated with some braided river deposits of late Pleistocene age from Southern Britain. – In: COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*. – Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **6**, 267–275, Oxford (Blackwell) 1983.
- GODIN, P.D.: Fining-upward cycles in the sandy braided-river deposits of the Westwater Canyon Member (Upper Jurassic), Morrison Formation, New Mexico. – *Sediment. Geol.*, **70**, 61–82, Amsterdam 1991.
- HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – *Geol. Bav.*, **82**, 408 S., München 1981.
- HAMDI, B.: Das Tertiär des Ober- und Unterangerberges im Unterinntal (Tirol). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 146 S., Innsbruck 1969.
- JACKSON, R.G. II: Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **62**, 1523–1533, Boulder 1975.
- KEIGWIN, L. & KELLER, G.: Middle Oligocene cooling from equatorial Pacific DSDP Site 77B. – *Geology*, **12**, 16–19, Boulder 1984.
- KROIS, P., BRANDNER, R. & STINGL, V.: Sedimentationsgeschichte des Oligozäns im Unterinntal (Tirol, Österreich). – Abstract „Sediment '91“, 2 S., Wilhelmshaven 1991.
- LOWE, D.R.: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *Jour. Sed. Petrol.*, **52**, 279–297, Tulsa 1982.
- McKEE, E.D., CROSBY, E.J. & BERRYHILL, H.L.Jr.: Flood deposits of Bijou Creek, Colorado, June 1965. – *Jour. Sed. Petrol.*, **37**, 829–851, Tulsa 1967.
- MIALL, A.D.: A review of the braided river depositional environment. – *Earth-Sci. Rev.*, **13**, 1–62, Amsterdam 1977.
- MIALL, A.D.: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. – In: MIAL, A.D. (ed.): *Fluvial Sedimentology*. – *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **5**, 597–604, Calgary 1978.
- MIALL, A.D.: Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – *Earth-Sci. Rev.*, **22**, 261–308, Amsterdam 1985a.
- MIALL, A.D.: Multiple-channel bedload rivers. – In: FLORES, R.M. et al. (eds.): *Recognition of fluvial depositional systems and their resource potential*. – *SEPM Short Course No. 19*, 83–99, Tulsa 1985b.
- MIALL, A.D.: Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. – *Sediment. Geol.*, **55**, 233–262, Amsterdam 1988a.
- MIALL, A.D.: Facies architecture in clastic sedimentary basins. – In: KLEINSPHEN, K.L. & PAOLA, C. (eds.): *New Perspectives in Basin Analysis*. – 67–81, New York etc. (Springer) 1988b.
- MOUSSAVIAN, E.: Die Gosau- und Alttertiär-Gerölle der Angerberg-Schichten (Oberoligozän, Unterinntal). Ein Beitrag zur Paläogeographie und Tektonik der Nördlichen Kalkalpen in alttertiärer Zeit. – Unveröff. Diss. Univ. München, 189 S., München 1983.
- RAMOS, A. & SOPENA, A.: Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). – In: COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*. – Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **6**, 301–312, Oxford (Blackwell) 1983.
- RUST, B.R.: Depositional models for braided alluvium. – In: MIAL, A.D. (ed.): *Fluvial Sedimentology*. – *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **5**, 605–625, Calgary 1978.
- RUST, B.R.: Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé, Quebec, Canada. – *Sedimentology*, **31**, 675–695, Oxford 1984.
- SCHLOSSER, M.: Zur Geologie des Unterinntales. – *Jb. k.k. geol. R.-A.*, **59**, 525–574, Wien 1909.
- STINGL, V. & KROIS, P.: Marine fan delta development in a Paleogene interior-Alpine basin: the basal Häring beds (Tyrol, Austria). – *N. Jb. Geol. Paläont.*, **1991(7)**, 427–442, Stuttgart 1991.
- TUNBRIDGE, I.P.: Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. – *Sedimentology*, **31**, 697–715, Oxford, 1984.
- WESCOTT, W.A. & ETHRIDGE, F.G.: Eocene fan delta – submarine fan deposition in the Wagwater Trough, east-central Jamaica. – *Sedimentology*, **30**, 235–245, Oxford 1983.
- ZÖBELEIN, H.K.: Die Bunte Molasse bei Rottenbuch (Obb.) und ihre Stellung in der Subalpinen Molasse. – *Geol. Bav.*, **12**, 1–86, München, 1952.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Mai 1991.

Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht*)

Von GERHARD W. MANDL & ANNA ONDREJIČKOVÁ**)

Mit 2 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 75, 105

*Niederösterreich
Nördliche Kalkalpen
Trias
Stratigraphie
Tiefwasserfazies*

Inhalt

Zusammenfassung	309
Abstract	309
1. Einleitung	309
2. Die Gesteine des Florianikogels	310
2.1. Karbonatgesteine	310
2.2. Kieselig-radiolaritische Gesteine	310
2.3. Terrigene Schieferserie	311
3. Die „exotischen“ Schürflinge bei Ödenhof	311
4. Serienvergleich mit dem Meliaticum der Westkarpaten	314
5. Der tektonische Rahmen	315
Dank	317
Literatur	317

Zusammenfassung

Am Südostrand der Nördlichen Kalkalpen konnten zwei Vorkommen charakteristischer Gesteinsvergesellschaftungen von bunten Radiolariten und dunklen, Olistholithe führenden Schiefnern durch Radiolarien, Conodonten und Pollen/Sporen als triadische Tiefwasserfazies identifiziert werden. Die Serie zeigt lithofaziell und faunistisch Beziehungen zum Meliaticum der Westkarpaten, womit dieser Faziesraum der tethyalen Trias erstmals auch in den Ostalpen nachgewiesen werden kann.

A Triassic Deepwater Facies (Radiolarites, Shales) in the Northern Calcareous Alps – A Preliminary Report

Abstract

Middle Triassic radiolarites in the Northern Calcareous Alps are described for the first time. The age is established by means of radiolarians. Associated dark shales are determined palynological as Upper Triassic. The shale sequence contains sometimes olistolites of pelagic carbonates of Middle Anisian up to Upper Norian age, dated by conodonts.

This is the first proof of the continuation of triassic deepwater facies – so called "Meliaticum" – from the Western Carpathians into the Eastern Alps.

1. Einleitung

Im Zuge der geologischen Neuaufnahme der Kartenblätter ÖK 75 Puchberg und ÖK 105 Neunkirchen wurden auch zwei lange bekannte Gesteinsvorkommen erneut bearbeitet, deren stratigraphische Einordnung bisher nicht befriedigend getroffen werden konnte.

Die Vergesellschaftung von Kalkmarmor, kieseligen Gesteinen und schwarzen Schiefnern des Florianikogels wurde von VACEK (1888: 65) und AMPFERER (1918) nach lithologischem Vergleich, von MOHR (1922, 1960) auch mit paläontologischen Argumenten in das Paläozoikum gestellt und als Fenster der Grauwackenzone innerhalb kalkalpiner Permoskythserien interpretiert. CORNELIUS

*) Eine ausführliche Darstellung dieses Themas mit Detailkarte und Fototafeln der Radiolarien- und Conodontenfauna wurde für die Jubiläumsschrift „20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn“ vorbereitet, ein Erscheinungsdatum für den Teil 2 ist aber wegen redaktioneller Verzögerungen derzeit nicht abschätzbar. Die vorliegende Arbeit soll daher in etwas gekürzter Version über den ersten Nachweis von ostalpinem Triasradiolarit und über seine Begleitgesteine informieren.

**) Anschrift der Verfasser: Dr. GERHARD W. MANDL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Dr. ANNA ONDREJIČKOVÁ, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynska dolina 1, ČSFR-81704 Bratislava.

(1952) bezeichnete die ihm möglich erscheinenden Deutungen allesamt als unbefriedigend, solange keine klaren Fossilfunde vorliegen. PLÖCHINGER (1964) folgte mangels biostratigraphischer Daten der Auffassung vom paläozoischen Alter und der Deutung als Fenster.

Der „Grüngesteinskörper“ innerhalb der Werfener Schiefer im Ödenhof-Fenster wurde bereits von KOSSMAT (1916) als Serpentin in der Karte verzeichnet. HERTWECK (1958) und PLÖCHINGER (1964, 1967) übernahmen diese Bezeichnung und erwähnten auch noch das Auftreten von rotem Radiolarit. Die schlechten Aufschlußverhältnisse ließen keine Details erkennen, die Beobachtungen mußten ohne weiterreichende Schlußfolgerungen bleiben.

Ohne Fossilfunde schienen zuletzt 3 Lösungsmöglichkeiten für die Situation am Florianikogel denkbar:

○ **Variante 1**

Die Gesteine besitzen, wie bisher vermutet, paläozoisches Alter, stellen aber kein Fenster sondern einen fernverfrachteten, in die kalkalpinen Südrandschuppen eingeschleppten Schürfling dar. Die ersten obertriadischen Pollendaten aus den schwarzen Schiefen (MANDL 1986: 417) machten diese Variante unwahrscheinlich, da keine tektonische Trennfuge zwischen den Schiefen und dem unterlagernden Radiolarit und Kalkmarmor erkennbar ist.

○ **Variante 2**

Der Radiolarit besitzt oberjurassisches Alter und bezeugt auch am Südrand der Schneebergdecke deren jurassischen Gleittransport, welcher aufgrund der Verhältnisse am Deckennordrand und im Hengst- und Ödenhofenster wahrscheinlich gemacht werden konnte – SUMMESBERGER (1991). Der scheinbar sedimentäre Kontakt zwischen Radiolarit und obertriadischen Schiefen wäre eine diagenetisch überprägte, durch diffuse Verkieselung verschleierte Gleitschollengrenze.

○ **Variante 3**

Kalkmarmor und Radiolarit besitzen so wie die auflagernden schwarzen Schiefer triadisches Alter, bilden eine zusammengehörende Schichtfolge und stellen ein faziell und paläogeographisch bisher unbekanntes Element in den Ostalpen dar, ein Äquivalent zum Meliatikum der Westkarpaten.

Der nun geglückte Nachweis mitteltriadischer Radiolarien aus dem roten Radiolarit belegt diese dritte Lösungsvariante.

2. Die Gesteine des Florianikogels

Alle bisherigen Bearbeiter führten im wesentlichen eine Dreigliederung dieser Gesteinsabfolge durch in „Erzführenden Kalk“, Radiolarit bzw. Kieselschiefer und in dunkle, teilweise sandige Schiefertone („Florianschichten“). Über die normale stratigraphische Abfolge herrschte jedoch Unklarheit – so diskutierte CORNELIUS 1952 drei verschiedene Varianten, ohne zu einer für ihn befriedigenden Lösung zu kommen.

Die hier nun vorgestellten Ergebnisse, basierend auf neuen Fossilfunden und auch auf lithologischem Vergleich, decken sich bezüglich der Abfolge mit der zuletzt von PLÖCHINGER 1964, 1967 gegebenen Darstellung, nicht jedoch bezüglich der Altersstellung und der tektonischen Zuordnung.

2.1. Karbonatgesteine

Der Felsstufen bildende, helle Kalkmarmor wurde seit der Erstbeschreibung durch VACEK (1888: 65) als „Erzführender Kalk“ bezeichnet und im Vergleich mit ähnlichen, vererzten Karbonaten der Grauwackenzone als altpaläozoisch angesehen. Die Vererzung beschränkt sich auf lokale Anreicherung von Eisenglimmer in Klüften und Nestern. Der mehr oder minder grobkörnig rekristallisierte Kalk ist sonst ziemlich rein, weiß bis hell gelblichgrau, massig und unregelmäßig geklüftet. Fossilinhalt und ursprüngliche Sedimentgefüge sind völlig ausgelöscht.

Im Liegenden der Kalkfelsen des Florianikogel-Südabfalles tritt eine gelbe Rauhwaacke teils in Lesesteinen, teils in kleinen Felsstufen auf. Sie könnte am Überschiebungskontakt der Karbonate zu den tektonisch unterlagernden Prebichlkonglomeraten aus dem Kalk oder aus einem, diesen unterlagernden Dolomit hervorgegangen sein.

Aus diesem Rauhwaackenareal beschreibt CORNELIUS (1952: 206) einige Blöcke eines zersetzten Diabases. Diese konnten leider bisher nicht wiedergefunden werden.

Im Hangendabschnitt des Kalkes sind vereinzelt Infiltrationen von violettbraunen Tönen in Klüften und brecciierten Bereichen des Gesteines zu beobachten, so etwa in jenem Felsen, der am Südwestfuß des Florianikogels im Schneidergraben ansteht. Conodontentests dieser Kluffüllungen blieben bisher erfolglos, abgesehen von einem, nicht näher identifizierbaren, robusten Astformfragment. Eine Bearbeitung größerer Proben gestaltet sich wegen der großen Menge des säureunlöslichen Rückstandes sehr zeitraubend.

Auf ein anisches Alter kann nur indirekt aus der Überlagerung durch den fossilbelegten Radiolarit geschlossen werden.

2.2. Kieselig-radiolaritische Gesteine

Es liegen im wesentlichen zwei Ausbildungsformen vor:

– Östlich des Florianikogel Gipfels, im Umfeld der Kapelle, dominiert dunkel rotbrauner, zum Teil gebänderter Radiolarit. Die Radiolarien sind nur lokal in dünnen Lagen oder Linsen angereichert, erst eine gezielte Probennahme mit Hilfe der Lupe erbrachte eine reiche Radiolarienfauna – siehe unten.

Eine bemerkenswerte Einschaltung im roten Radiolarit, vermutlich nahe der Basis und besonders nahe dem Auskeilen im Gipfelbereich, ist eine Breccie mit kieseligen und kalkigen Komponenten von mm- bis dm-Größe. In roter, manchmal gebänderter, kieseliger Matrix mit vereinzelt Filamenten liegen abgerundete Intraklaste von rotem Radiolarit und roten Tönen sowie kalkige Extraklaste des unterlagernden kristallinen Kalkes, aber auch wenig rekristallisierte Kalke einer Seichtwasserfazies (Rindenkorn-Sparite mit indet. Foraminiferen).

– Westlich des Gipfels dominieren hellgrünliche, dichte, kieselige Tonsteine, dünne rote Lagen sind selten. CORNELIUS (1952: 86) erwähnt einen zeitweiligen Aufschluß, der eine Einlagerung kopfgroßer, blaugrauer Hornsteine erkennen ließ.

Die Verteilung der roten und grünen Kieselgesteine, ihr Auskeilen zum unterlagernden Kalk im Gipfelbe-

reich, die Kalkbreccie im Radiolarit und das Kartenbild insgesamt legen das Modell einer diskordanten Auflagerung der Tiefwasserfazies über tektonisch zerbrochenen und verkippten Seichtwasserkarbonaten nahe.

Wesentliches Neuergebnis ist die biostratigraphische Einstufung des Radiolarites in die Mitteltrias. Folgende Fauna konnte mittels verdünnter Flußsäure herausgelöst werden:

Spumellaria

- ? *Acanthosphaera* cf. *austriaca* KOZUR & MOSTLER
- *Baumgartneria retrospina* DUMITRICĂ
- ? *Cenosphaera* sp.
- ? *Conosphaera* sp.
- *Crucella* sp.
- *Emiluvia* sp.
- *Heliosoma* cf. *mocki* (KOZUR & MOSTLER)
- ? *Neopaurinella* sp.
- *Platkerium* cf. *cochleata* (NAKASEKO & NISHIMURA)
- *Platkerium* sp.
- *Praeconocaryomma* sp.
- *Pseudostylosphaera coccostyla* (RÜST)
- *Pseudostylosphaera compacta* (NAKASEKO & NISHIMURA)
- *Pseudostylosphaera japonica* (NAKASEKO & NISHIMURA)
- *Pseudostylosphaera* cf. *longispinosa* KOZUR & MOSTLER
- *Pseudostylosphaera tenuis* (NAKASEKO & NISHIMURA)
- *Pseudostylosphaera* sp.1
- *Pseudostylosphaera* sp.2
- ? *Sarla* cf. *kretaensis* KOZUR & KRAHL
- *Staurodoras* cf. *variabilis* NAKASEKO & NISHIMURA
- *Triactoma acythus* (DE WEVER)

Nassellaria

- *Eplingium mantredi* DUMITRICĂ
- *Triassocampe* sp.

P. compacta, *P. japonica* und *P. tenuis* finden sich im Tethysraum in Assoziationen der Mitteltrias, *B. retrospina* und *E. mantredi* wurden von der Mitteltrias bis ins Karn beobachtet. Folgt man den Angaben bei GORIČAN (1989), DUMITRICĂ & MELLO (1982) und DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER (1980), so ergibt sich ein mögliches Alter der bisherigen Radiolaritproben vom Florianikogel zwischen Oberanis und Karn.

2.3. Terrigene Schieferserie

CORNELIUS (1952: 83) prägte den Begriff „Florianschichten“ für die ursprünglich tonig-sandigen Gesteine des Florianikogels. Er unterschied schwarze Tonsteine bis Tonschiefer, die gegen Süden hin heller werden und dunkle Sandsteine. Diese Gliederung ließ sich auch in der flächigen Kartierung nachvollziehen, wenngleich auch die Grenzen nicht scharf sondern allmähliche Übergänge sind.

Der hellere Liegendabschnitt der terrigenen Serie besteht aus hell/dunkelgrau gebänderten, gefleckten und geflammt Tonsteinen bis -schiefern mit lagenweisen Rekurrenzen der unterlagernden hellgrünen Kieselserie. Vereinzelt sind zentimetermächtige, arenitische bis feinsandige Lagen zu beobachten. Sie enthalten längliche, flachgedrückte, pelitische Intraklaste, limonitische Rückstände nach ausgewitterten Karbonaten, und Klaster aus unregelmäßig verwachsenen Chloritaggrenaten. Im zwischengeschalteten, gebänderten Tonstein treten gelegentlich slumping-Strukturen auf.

Die Serie entwickelt sich teils fließend aus den unterlagernden grünen Kieselgesteinen, teils liegt sie, wie am Gipfel des Florianikogels aufgeschlossen sichtbar, unmittelbar am kristallinen Kalk. Im Hangenden des roten Radiolarites ist sie bereits erosiv abgetragen bzw., tektonisch bedingt, nicht überliefert.

Als Besonderheit innerhalb dieser Serie erwähnt CORNELIUS (1952: 84) eine Kalkbreccie mit roter, kieselig Matrix vom Westhang des Florianikogels. Das kleine Vorkommen konnte bisher nicht wiedergefunden werden. Seine Beschreibung entspricht aber völlig der oben beschriebenen Kalkbreccie im Radiolarit, es dürfte sich dabei daher um ein Olistholithen handeln, umgelagert aus den unterlagernden Kieselsteinen. Einen weiteren, wesentlich größeren Olistholithen könnte das nördliche Vorkommen von kristallinem Kalk im Schneidergraben darstellen. Doch ist hier ein erneutes Auftauchen des normal stratigraphisch unter den verfallenen Schiefen folgenden Kalkes nicht auszuschließen.

Diese noch etwas abwechslungsreiche Serie wird hangend von mächtigen, monotonen, schwarzen Tonschiefern abgelöst, die den größten Teil der Westflanke des Florianikogels aufbauen. Rostig verwitternde Erz-einlagerungen und Wechsel zwischen tonigen und siltig-feinsandigen Lagen können die Schichtung nachzeichnen, das Gestein ist oft feingefältelt oder linsig-rhomboedrisch zerschert.

Vier der zahlreichen Proben auf Pollen/Sporen waren positiv, die Flora enthält hochinkohlte Reste von:

- Camosporites* sp.
- Circulina* sp.
- cf. *Cycadopollenites*
- Ovalipollis* sp.
- Paraconocavispores* sp.
- indet. bisaccate Formen
- Holzreste

Diese Formen sind aus den terrigenen Serien des Alpinen Karn und Rhät sowie aus dem Germanischen Keuper beschrieben, jurassisches Alter erscheint unwahrscheinlich.

Zum Hangenden hin werden die sandigen Einschaltungen häufiger und grobkörniger. In Analogie zum fossilbelegten Profil von Meliata könnte dieser Abschnitt der Serie bereits jurassisches Alter aufweisen. Pollen/Sporenproben waren bisher steril.

Von CORNELIUS (1952: 84) erwähnte, grobklastische Einschaltungen (Breccien, Konglomerate) an der NW-Seite und in einem tief eingeschnittenen Hohlweg auf der N-Seite des Florianikogels gehören mit großer Wahrscheinlichkeit zu tektonisch abzutrennenden, permischen Prebichlschichten, da sie mit grünen und lila-grauen Schiefen vergesellschaftet sind und ein abweichendes Schwermineralspektrum aufweisen (Zirkon, Apatit, etwas Rutil u. Turmalin, kein Chlorit).

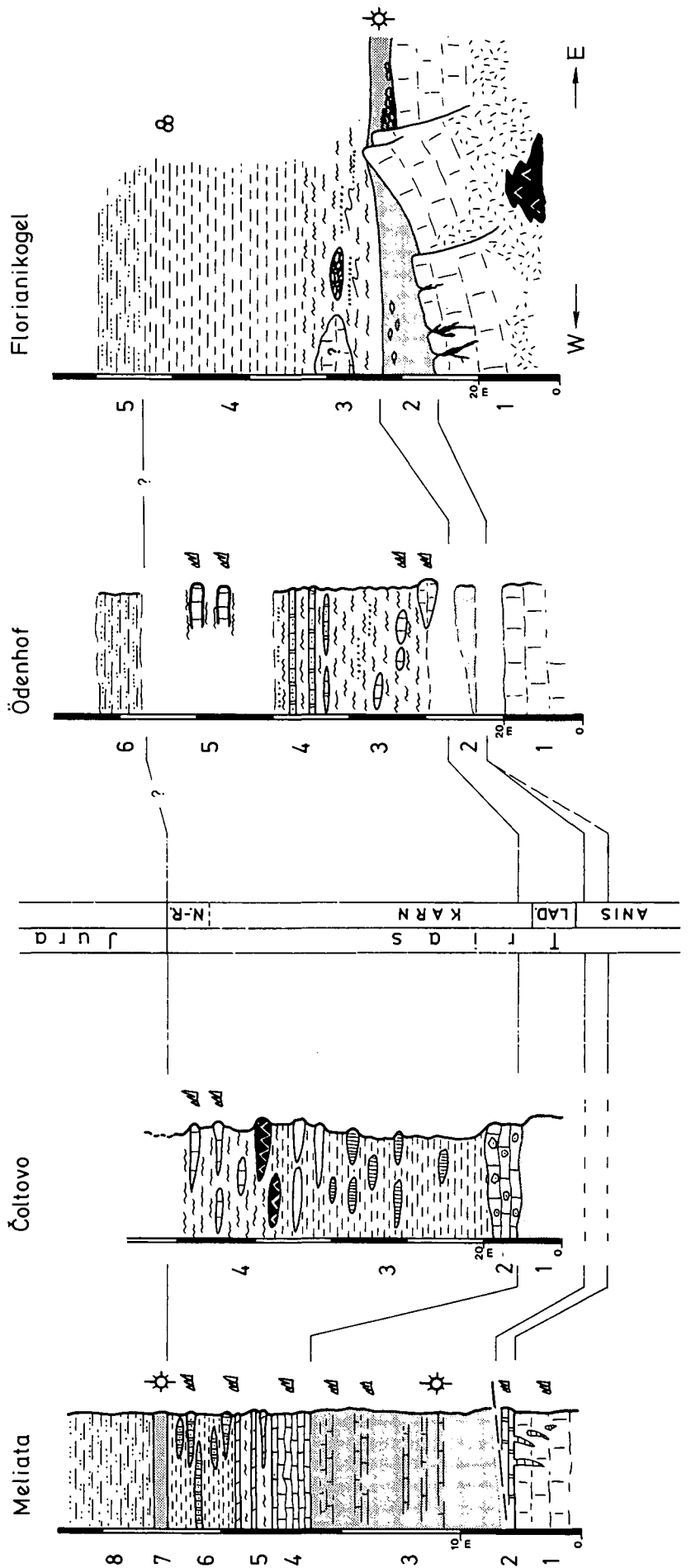
3. Die „exotischen“ Schürflinge bei Ödenhof

Der von KOSSMAT (1916) innerhalb von Werfener Schiefen bei Ödenhof verzeichnete Serpentinkörper erweckte nach dem Nachweis des triadischen Alters der Radiolarite am Florianikogel erneutes Interesse, da HERTWECK (1951) und PLÖCHINGER (1967) roten Radiolarit auch aus dem Umfeld des Serpentinites erwähnen.

Abfolgen triadischer Tiefwasserfazies in Westkarpaten und Ostalpen im Vergleich.

Innere Westkarpaten
(Slovak. Karst)

Nördliche Kalkalpen
(Schneeberg - Gebiet)



MELIATA
(Mock 1980)

- 8) Dunkle sandige Tonschiefer und Sandsteine.
- 7) Schwarzer Radiolarit (Radiolarien: Jura).
- 6) Dunkle Mergel und Tonschiefer, Einlagerung ?aliodapischer Kalke (Conodonten: Sevat).
- 5) Helle mergelige Kalke und Schiefer (Conodonten: Sevat).
- 4) Gebankter bis knolliger dunkelgrauer Kalk (Conodonten: Unterkarn).
- 3) Nach Störung rote Tonschiefer, Kieselschiefer, Radiolarite und verkieselte Rotkalke (Radiolarien, Conodonten: Mitteltrias bis Unterkarn).
- 2) Rotbrauner bis violetter Kalk (Conodonten: Pelson).
- 1) Heller kristalliner Kalk; im Hangenden Spaltenfüllungen mit roten Tonen und Kaliken (Conodonten: Pelson).

ČOLTOVO
(MELLO & GAAL, 1984)

- 4) Graue bis grüne, oft kieselige Schiefer, tonig-chloritisch, mit Einschaltung heller Kalklagen (Conodonten: Karn u. Obermor).
- 3) Dunkle Schiefer mit dunklen Kalkolitholiten, Karbonatfeindetritus, Einstreuung von Feldspat u. Hornblende.
- 2) Dunkler Crinoidenkalk (Oolith ?).
- 1) Bunte Kieselschiefer und kieselige Karbonate.

ÖDENHOF

- 6) Schwarze, feinsandige Schiefer.
- 5) Ebenflächig gebankte hellgraue Kalke mit grünen Schiefem auf den Schichtflächen (Conodonten: Karn, Sevat).
- 4) Einschaltung dunkler Kalklagen mit gradierendem Karbonat, zunehmender Karbonatgehalt der dunklen Schiefer.
- 3) Dunkle, graue bis grüne, oft kieselige Tonsteine und Schiefer, arenitisch bis brecciose Lagen mit pelitischen Intraklasten; helle Kalkolitholithe (Conodonten: Pelson).
- 2) Roter Radiolarit.
- 1) Massiger kristalliner Kalk.

FLORIANIKOGEL

- 5) Zunehmend sandige Schiefer, dunkle Sandsteinlagen.
- 4) Schwarze Tonsteine und -schiefer (Pollen/Sporen: Obertrias).
- 3) Graugrün geflammt Tonsteine und -schiefer, lokal arenitische bis feinschieferige Einschaltungen pelitischer Intraklaste, begleitet von slumping-Strukturen. Olistholith von radiolaritgebundener Kalkbreccie und ? von kristallinem Kalk.
- 2) Im Osten roter Radiolarit (Radiolarien: Mitteltrias-Unterkarn), lokal Breccien mit kiesigen Intraklasten und kaligen Seichtwasser-Extraktiten; im Westen grüne kieselige Tonsteine u. Kieselschiefer, lokal mit großen dunklen Hornsteinknollen.
- 1) Massiger kristalliner Kalk, basal rauhwackig zersezt mit ?Einlagerung von Diabas, am Top Einfüllung rotbrauner Tone in Klüften und in breccierten Bereichen.

Abb. 1.

Lithologie triadischer Tiefwasserfazies in Westkarpaten und Ostalpen.

Die Mächtigkeitangaben sind aufgrund der Aufschlußverhältnisse und der tektonischen Deformation der Schiefererien nur als grobe Anhaltspunkte zu werten.

Schon AMPFERER (1918: 39) fühlte sich hier an den Florianikogel erinnert.

Die einzigen Aufschlüsse bildet hier ein alter, in die mächtige verlehnte Schuttbedeckung tief eingeschnittener Hohlweg, welcher, die Kehren der neuen Straße abschneidend, vom Sierningtal Richtung Gutenmann hinaufführt. Abgesehen von diesem Aufschluß ist der Rest der hier beschriebenen Schichtfolge zur Zeit nur aus lokal angehäuften Lesesteinen rekonstruierbar.

Vorweg sei festgehalten, daß alle bisherigen Proben aus der dunkelgrünen verschieferten Serie im Dünnschliff ihre sedimentäre Herkunft erkennen lassen, es war bisher kein Gestein magmatischer Abkunft („Serpentin“) zu finden.

Folgende Gesteinsvergesellschaftung ist erkennbar:

Blöcke von grob kristallinem hellem Kalk sind lithologisch gut vergleichbar mit dem massigen Kalk am Florianikogel. Desgleichen der räumlich damit verknüpfte Schutt von rotbraunem Radiolarit. Gemeinsam damit treten klüftig verwitternde, helle Quarzlagen auf, mit großen, limonitisch verfüllten, rhomboedrischen Hohlräumen nach herausgelösten Fe-Karbonaten.

Ins Hangende des Radiolarites kann wohl die aufgeschlossene Schieferserie des oben genannten Hohlweges gestellt werden. Die Hauptmasse bilden mehr oder minder dunkelgrüne, schiefrige und zerscherte Tonsteine, die sehr hart (?kieselig) sein können. Im Schlibbild sind oft Anhäufungen von teils wirr gelagerten, teils eingeregelt Filamenten erkennbar, die ursprüngliche Kalksubstanz ist jedoch durch ein feinkörniges Quarzmosaik ersetzt. Lagen von pelitischen Resedimenten wie am Florianikogel treten auf, erreichen aber Korngrößen bis im cm-Bereich.

Den Schiefen eingelagert sind auch Olistholithe sowohl von grobkristallinem Hellkalk als auch von unveränderten hellgrauen Mikriten einer pelagischen Fazies mit Filamenten und einzelnen Echinodermenfragmenten. Beide Typen enthalten Conodonten des Pelson (Proben 91/33,37,38):

Gladigondolella malayensis budurovi KOVÁCS & KOZUR
Gondolella bulgarica (BUDUROV. & STEFANOV)

Der Lösungsrückstand der Kalkknollen enthielt auch reichlich kompliziert gebaute Durchdringungszwillinge von Arsenkies.

Weiter den Hohlweg aufwärts finden sich in den Schiefen dunkle Kalkbänke, deren farbliche Internbänderung im Dünnschliff auf gradierte Lagen von Karbonatsilt zurückgeführt werden kann. Conodontenproben blieben steril. Auch die zwischengeschalteten Schiefer weisen zunehmenden Karbonatgehalt auf und zerfallen dann zu mürben, limonitdurchtränkten Massen.

Im oberen Bereich des Hohlweges sind die bereits erwähnten Lesesteine des roten Radiolarites konzentriert, am Abhang NNW' davon liegen größere Stücke eines gebankten, etwas flasrigen gelblichgrauen Kalkes. Auf den Schichtflächen haften noch Reste von grünem Schiefer und zeigen so die Zugehörigkeit zu dieser Abfolge an.

Conodontenproben ergaben teils karnische Alter (Probe 91/46):

Gondolella cf. polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV
teils bereits obernorisches Alter (Probe 91/47):

Gondolella steinbergensis (MOSHER)
Epigondolella cf. postera KOZUR & MOSTLER

Die Conodonten sind oft stark verquetscht, stets grobkörnig rekristallisiert und weiß verfärbt.

Den Abschluß der Folge bildet ein isoliertes, im Nordosten durch bunte Werfener Schiefer begrenztes Vorkommen von harten, kaum verwitternden, sandigen schwarzen Schiefen. Diese zeigen wie am Florianikogel im Schwermineralspektrum neben der Dominanz von opaken Erzen praktisch nur Chlorit. Pollenproben blieben bisher erfolglos.

Als weitere Gemeinsamkeiten der Sedimentgesteine vom Florianikogel und von Ödenhof sind noch anzumerken:

Chlorit tritt praktisch in allen Gesteinen, beginnend mit den kieseligen Serien bis zu den hangendsten, sandigen Schiefen auf. Nach der qualitativen EDX-Analyse handelt es sich um einen Mg-Fe-Chlorit.

Sowohl im kristallinen Kalk als auch in allen kalkigen Komponenten der radiolaritinternen Breccie und in den Olistholithen ist das authigene Wachstum polysynthetisch verzwillingter Plagioklase auffällig. Bei den Kalkkomponenten treten sie bevorzugt am Außenrand auf und bilden dort oft geschlossene Säume. Außerhalb dieses Saumes tritt meist noch eine Anreicherung von Fe-Hydroxiden auf. EDX-Analysen der Feldspate ergaben nur Nachweis für Na, also ziemlich reinen Albit.

Chlorit- und Feldspatführung sind den benachbarten Hallstätter Kalken im Ödenhof-Fenster fremd. Dies weist ebenfalls auf die andersartige Vorgeschichte der hier beschriebenen Serie hin, im Gegensatz zu den sie heute umgebenden Gesteinen.

4. Serienvergleich mit dem Meliatikum der Westkarpaten

Der Mangel an stratigraphisch verwertbaren Fossilien führte seit den Anfängen der Erforschung der hier beschriebenen Gesteine zu lithostratigraphischen Parallelisierungsversuchen, vorerst mit paläozoischen Abfolgen der Grauwackenzone. Nach dem jüngst aufgekommenen Verdacht auf mesozoische Alter bot sich als Vergleichserie die triadische Tiefwasserfazies im slowakischen und nordungarischen Karst an, die sowohl als tektonisch als auch faziell eigenständige Einheit unter der Bezeichnung „Meliatikum“ geführt wird.

KOZUR & MOCK (1985) erstellten in Absprache mit L. GAÁL ein lithostratigraphisches Schema für die, von Lokalität zu Lokalität recht variablen, oft tektonisch bedingt lückenhaften Abfolgen. Dabei zeigt sich besonders in der Mitteltrias eine fazielle Zweigliederung in eine kieselig-radiolaritische Fazies einerseits und eine an Ultrabasiten und Pillowlaven reiche Fazies andererseits; letztere besonders auf ungarischem Gebiet – vgl. KOVÁCS (1984), KOZUR & RÉTI (1986), KOVÁCS et al. (1989).

Für die Gegenüberstellung auf Abb. 1 wurde die radiolaritische Fazies der Typlokalität Meliata gewählt, da diese in ihrer Gesamtheit biostratigraphisch schon recht gut eingestuft werden kann (MOCK 1980, DUMITRI-

CÁ & MELLO 1982, KOZUR & MOCK 1985). Ergänzend dazu ist auch noch die an Olistholithen reiche Schieferserie von Čoltovo (MELLO & GAAL 1984) dargestellt.

Der Vergleich zeigt, trotz abweichender Details, doch übereinstimmende Entwicklungstendenzen im Tiefwasserbereich, welche sich auch mit sedimentären „events“ am karbonatischen Schelf der alpin-karpatischen Trias korrelieren lassen („Stratigraphische Wenden“ bei SCHLAGER & SCHÖLLNER 1975).

- 1) Zerbrecchen der anisischen Seichtwasser-Plattform im Pelson, rasche Absenkung und Überlagerung durch pelagische Rotkalke, besonders aber durch meist rote, radiolaritisch betonte Serien – „Reiflinger Wende“.
- 2) Im Laufe des Unterkarn Einsetzen terrigen beeinflusster Serien, überwiegend dunkler Tonschiefer – „Reingrabener Wende“. Im Gegensatz zum flacheren Schelf, wo die terrigene Folge nur ein kurzes Intermezzo in der Karbonatproduktion darstellt, bleibt im Tiefwasserbereich der terrigene Eintrag bis in den Jura dominant. Autochthon zwischengeschaltete, meist dunkle Kalke treten in Meliata auf, fehlen dagegen am Florianikogel völlig. Die schwarzen ?karnischen Crinoidenkalke im Čoltovo-Profil sind wahrscheinlich (MELLO, pers. Mitt.) entgegen der publizierten Darstellung (MELLO & GAAL, 1984) allochthone Olistholithe.
- 3) Als drittes Ereignis kann der, allerdings nicht scharfe Umschwung zu zunehmend sandig beeinflusster Sedimentation angesehen werden – ?„Adneter Wende“ im Bereich Rhät-Lias. In Meliata ist nach KOZUR & MOCK (1987, Tab. 3) die Basis des zunehmend sandigen Abschnittes durch Radiolarien als jurassisch (Dogger!) belegt.

Die norischen Conodontenfaunen aus Kalklinen der hangenden Schieferbereiche sollten wohl sehr mit Vorsicht als Altershinweis für die umgebenden Schiefer benützt werden, da in den Profilen Čoltovo und Ödenhof zumindest ein Teil der Kalkeinschaltungen mit Sicherheit Olistholithe sind, die in annähernd gleich alte (bei rascher Zementation der Kalke) oder auch wesentlich jüngere Schiefer umgelagert sein können. Ein Argument für tatsächlich obertriadisches Alter der dunklen Schiefer bilden die Pollenfloren vom Florianikogel.

Basische Vulkanite werden von Čoltovo beschrieben. Sollte im Ödenhof-Profil doch noch KOSSMAT's „Serpentinit“ zu finden sein, sollte er eine vergleichbare Position in der Schieferserie einnehmen. Der von CORNELIUS (1952) beschriebene Diabas am Florianikogel ist hingegen mit Rauhwacken im Liegenden des Aniskalkes verknüpft, so wie an etlichen anderen Stellen in der weiteren Umgebung in den östlichen Kalkhochalpen. Derartige Diabas- oder Serpentinitvorkommen sind in Zukunft noch auf eventuell vorhandene, bisher nicht beachtete „exotische“ Begleitgesteine triadischen Alters zu prüfen.

5. Der tektonische Rahmen

Die Kalkhochalpen im südöstlichen Schneeberggebiet können in drei tektonische Stockwerke gegliedert werden:

Als tiefste tektonische Einheit erscheint am Südrand der hier als Kalkalpine Sockelzone bezeichnete Streifen permoskythischer Siliziklastika der Prebichl- und Wer-

fener Schichten, die stellenweise noch den transgressiven Verband zum Altpaläozoikum der Grauwackenzone erkennen lassen.

In den beiden großen Fenstern des Hengst und bei Ödenhof wird das tiefste Stockwerk hingegen von dickbankig lagunärem Dachsteinkalk, dunklen Kalken der Kössener Schichten und von Allgäuschichten aufgebaut. Dem Serienbestand nach ist diese Abfolge als südlichster Ausläufer der Gölledercke zu betrachten.

Ob obiges Sockel-Permoskyth den stratigraphischen Liegendanteil der Gölledercke darstellt oder den zurückgebliebenen Rest heute wesentlich weiter nördlich liegender Decken, ist kaum zu beurteilen, da in dieser Zone keine jüngeren Gesteine überliefert sind, die eine unmittelbare, faziell begründbare Anbindung an Schichtfolgen bestimmter Decken erlauben würde.

Das höchste Stockwerk bildet die Schneebergdecke, die in ihrer Hauptmasse von mitteltriadischen Seichtwasserkalken aufgebaut wird. Eine Kartenskizze der deckeninternen Seriengliederung und Faziesverteilung gaben jüngst LOBITZER et al. (1990: Fig. 3).

Zwischen diesen beiden tektonischen Einheiten liegt nun ein unzusammenhängendes Schollenmosaik oberanisischer bis unternorischer Beckensedimente in Hallstätter Fazies (MANDL, 1987) sowie die beiden Vorkommen triadischer Tiefwasserfazies von Florianikogel und Ödenhof.

Die Lagerungsbeziehungen der Schollen dieser beiden Faziestypen ist eher ein Nebeneinander denn ein Übereinander: Die Schürflinge bei Ödenhof liegen in Werfener Schiefer eingebettet, welche die mitteltriadischen Hallstätter Kalke teils unterlagern, teils an Störungen hochgequetscht umhüllen. In der näheren Umgebung des Florianikogels hingegen fehlen Hallstätter Kalke. Die vom Geyerstein bis östlich Priggwitz reichende Schollenreihe ist hier unterbrochen und setzt erst wieder weiter im Osten bei Sieding ein. Die Rauhwacken und Flaserkalke, welche die Florianikogelabfolge tektonisch überlagern, könnten theoretisch sowohl Teil der Schneebergdecke sein, als auch letzte Spur der Hallstätter Schollenreihe. Letzterer Version wird hier der Vorzug gegeben (vgl. Abb. 2, Legende), da östlich des Florianikogels mit dieser Rauhwacke auch dunkle, z.T. hornsteinführende Kalke verknüpft sind. Etliche Conodontenproben blieben zwar bisher erfolglos, abgesehen von wenigen unbestimmbaren Fragmenten, eine Zuordnung zum Karn der nahen Hallstätter Schichtfolgen erscheint aber lithologisch vertretbar.

Das „Grauwackenfenster“ von Breitensohl nördlich des Gahnsplateaus wurde ebenfalls auf eventuelle Zugehörigkeit zur triadischen Tiefwasserfazies begutachtet. Dies kann jedoch ausgeschlossen werden. Das völlig aufschlußlose Areal bietet nur Lesesteine von derbem Quarz mit anhaftenden Resten phyllitischer Schiefer und einzelne Stücke eines wenig veränderten, ?permischen Quarzporphyres.

Im Vergleich mit dem Slowakischen Karst lassen sich auch in der Tektonik deutliche Parallelen erkennen – vgl. BAJANIK et al. (1984).

Auch dort bildet das Meliatikum s.str. gemeinsam mit Gesteinen anderer Fazies einen tektonisch zerrissenen Schollenteppich zwischen unterlagernden, auf älteres Paläozoikum transgredierenden Permoskyth-Serien und der überlagernden Silicadecke. Wie die Schneebergdecke besteht auch die Silicadecke hauptsächlich aus mitteltriadischen Seichtwasserkalken (Faziesvertei-

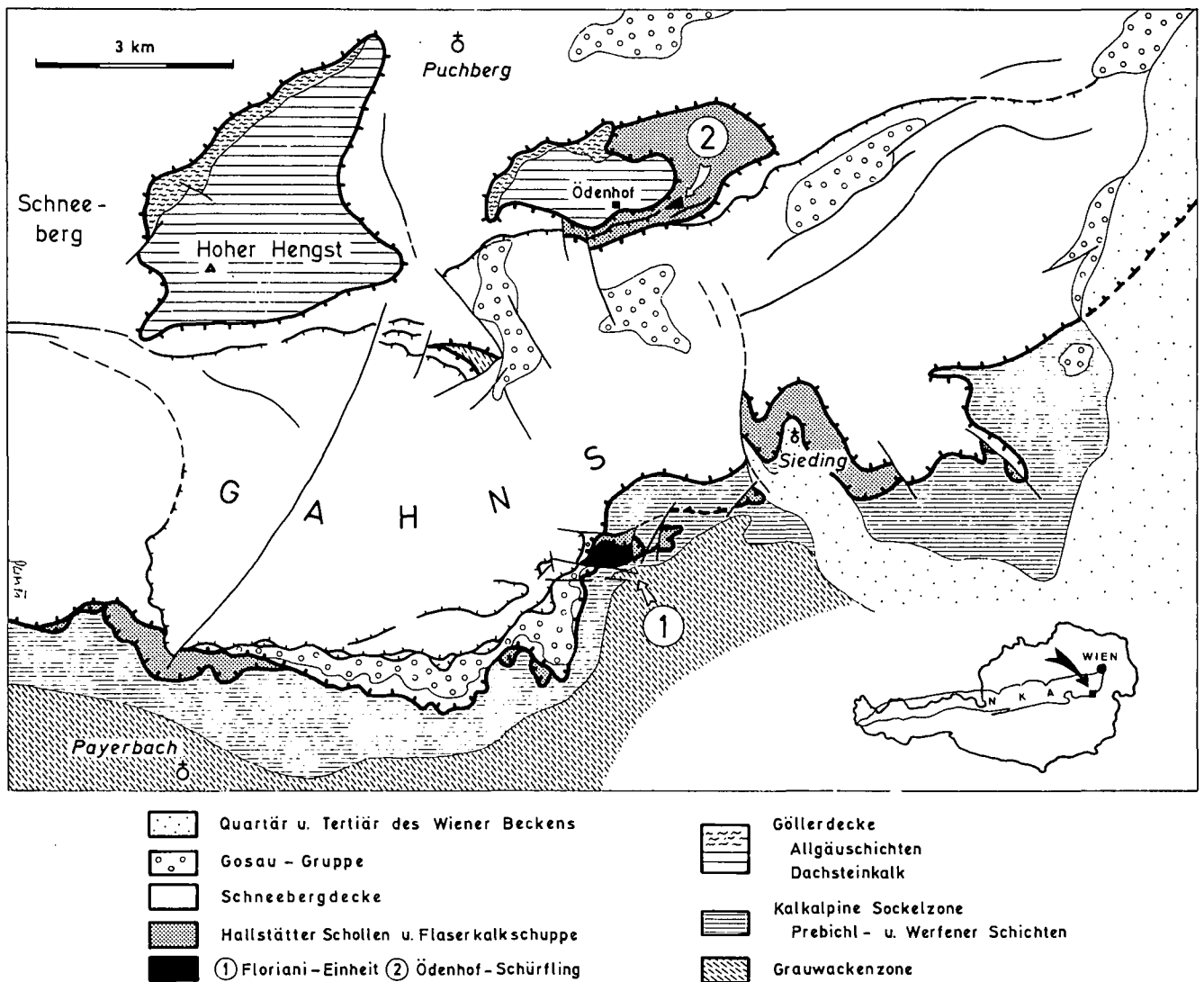


Abb. 2.
Geologisch-tektonische Übersicht der südöstlichen Schneeberg-Ausläufer.

lung von Teilgebieten in LOBITZER et al., 1990: Fig. 10). Im Gegensatz zur Schneebergdecke ist hier aber stellenweise noch die Obertrias, teils in Dachsteinkalkfazies, teils in Hallstätter Fazies erhalten, was an die Schichtfolgen der kalkalpinen Mürzalpendecke erinnert. Beachtenswert ist auch die Tatsache, daß als jüngste, in die Tektonik einbezogene Serie (ober-)jurassischer Radiolarit auftritt und damit auch für die Inneren Westkarpaten ein frühes, oberjurassisches Einsetzen tektonischer Horizontaltransporte in Erwägung zu ziehen ist.

Zur zeitlichen Einordnung der tektonischen Bewegungen im Schneeberg-Gebiet kann folgendes gesagt werden:

Die ersten großen, gravitativen Lateraltransporte aus dem Hallstätter Faziesraum begannen im oberen Jura, wie bei TOLLMANN (1987a,b) zuletzt dargestellt. Auch für die Schneebergdecke, die Hohe Wand weiter im NE und sogar für den Südrand der Göllederke ist eine derart frühe Platznahme bzw. Verschuppung anzunehmen. Tektonisch einbezogene Juraserien am Deckennordrand und in Fenstern legen dies nahe – vgl. SUMMESBERGER (1991).

Die nächste faßbare Deformationsphase erfolgte postgosauisch, frühestens im obersten Paleozän. Sie führte, wohl bedingt durch Einengung und Verkürzung

im Untergrund, zu verschiedenen gerichteten Ausweichbewegungen der aufliegenden höheren Decken. So kam es am Südrand der Schneebergdecke zu deckeninternen, südvergenten Rückschuppungen, die durch eingeklemmte Serien datiert werden können. Von Prigglitz bis westlich Florianikogel ist ein lange hinstreichender Breccienkörper eingeschuppt, dessen jüngste Komponenten paleozäne Riffkalke (Kambühelkalk) sind. Sandige Mergel unmittelbar im Liegenden der Breccie konnten mit Nannoplankton ins höhere Thanet (NP 7) eingestuft werden.

Während diese Bewegungsbahn weiter im Westen in die alte, basale Überschiebungsfläche der Schneebergdecke einmündet (Breccie mit Paleozänkomponenten nördlich Hirschwang, MANDL, 1991), verliert sich ihre Spur gegen Osten vermutlich innerhalb der Werfener Schichten. Nahe dem Deckenrand sind hier zwar kretazisch-paleozäne Serien vorhanden (z.B. Typlokalität Kambühel) aber nirgends mehr in Verschuppungen einbezogen.

Die ursprüngliche paläogeographische Anordnung der großen Decken und kleinen und kleinsten Schollen im Raum Schneeberg – Hohe Wand soll hier nicht weiter diskutiert werden, fest steht jedenfalls, daß die neu entdeckte Tiefwassertrias in jeder Rekonstruktion das

„südlichste“, dem offenen Triasozean nächste Element darstellen muß.

Bisher wurde eine Fortsetzung eines ozeanischen Bereiches während der Trias aus dem Meliaticum der Karpaten bis in die Nördlichen Kalkalpen nur theoretisch abgeleitet, um den von Süd nach Nord geschütteten ophiolithischen Detritus in Sedimenten der kalkalpinen Unterkreide erklären zu können – vgl. DECKER et al. (1987), TOLLMANN (1987b).

Die hier beschriebene triadische Radiolarit-/Schieferserie ist nun der erste direkte Beleg für ein tatsächliches Hereinreichen dieser Fazies in den ostalpinen Raum, wenngleich auch zugehörige Ultrabasite und Vulkanite bisher noch nicht identifiziert werden konnten.

Dank

Folgenden Institutionen und Personen ist im Zusammenhang mit dieser Arbeit Dank auszusprechen:

Die Vergleichsexkursionen in der Slowakei und in Ungarn wurden vom österreichisch-tschechoslowakischen und vom österreich-ungarischen geowissenschaftlichen Austauschprogramm finanziell und organisatorisch unterstützt, wofür den Direktionen von GBA (Wien), GÚDŠ (Bratislava) und MAFI (Budapest) zu danken ist.

Für Exkursionsführungen und Diskussionen sei S. KOVÁCS (Budapest) und J. MELLO (Bratislava) sehr herzlich gedankt, letzterer vermittelte auch die Zusammenarbeit zwischen A. ONDREJIČKOVÁ und G.W. MANDL. I. DRAXLER (GBA) verdanken wir die Bearbeitung der palynologischen Proben, ihre ersten Ergebnisse waren ein wesentlicher Anstoß für diese Arbeit. Ferner ist L. KRYSŤYN (UNI-Wien) für die Diskussion bzw. Bestimmung der Conodontenfaunen zu danken, H. STRADNER (GBA) für die Bearbeitung von Nannoplanktonproben und W. SCHNABEL (GBA) für die Durchsicht von Schwermineralpräparaten.

Literatur

- AMPFERER, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik Niederösterreichischer Gosauablagerungen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math. – natwiss. Kl., **96**, 1–56, Wien 1918.
- BAJANIČ, Š., IVANIČKA, J., MELLO, J. etc: Geological Map of the Slovenské Rudohorie Mts., 1 : 50 000. – Bratislava (GÚDŠ) 1984.
- CORNELIUS, H.-P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenz Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **42/43**, 1949–50, 1–234, Wien 1952.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps During the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. & FAUPL, P., (Ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, Wien (Deuticke) 1987.
- DUMITRICA, P., KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Contribution to the radiolarian fauna of the middle Triassic of the Southern Alps. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10**, 1–146, Innsbruck 1980.
- DUMITRICA, P. & MELLO, J.: On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo, Slovak Karst, ČSSR). – Geol. Práce, **77**, 17–28, GÚDŠ Bratislava 1982.
- GORIČAN, S.: Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia). – Geologija, **31/32** (1988/89), 133–197, Ljubljana 1989.
- HERTWECK, G.: Das Fenster von Ödenhof im Sierningtal (Niederösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **9**, 35–52, Wien 1958.
- KOSSMAT, F.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Wiener Neustadt, Wien (Geol. R.-A.) 1916.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13**, 10, 223–238, Innsbruck 1985.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (Vorläufige Mitteilung). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14** (6), 131–155, Innsbruck 1987.
- KOZUR, H. & RÉTI, Zs.: The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in Hungary. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1986** (5), 284–292, Stuttgart 1986.
- KOVÁCS, S.: North Hungarian Triassic Facies Types: A Review. – Acta Geol. Hung., **27** (3–4), 251–264, Budapest 1984.
- KOVÁCS, S., LESS, Gy., PIROS, O., RÉTI, Zs. & ROTH, L.: Triassic Formations of the Aggtelek-Rudabanya Mountains (Northeast Hungary). – Acta Geol. Hung., **32** (1–2), 31–63, Budapest 1989.
- LOBITZER, H., MANDL, G.W., MAZULLO, S.J. & MELLO, J.: Comparative Study of Wetterstein Carbonate Platforms of the Easternmost Northern Calcareous Alps and the West Carpathian Mountains: Preliminary Results. – In: MINARIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Ed.): Festive Volume Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, 136–158, Wien (GBA) – Prag (ÚÚG) 1990.
- MANDL, G.W.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Kalkalpenanteil auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 416–417, Wien 1986.
- MANDL, G.W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **130/3**, 304–305, Wien 1987.
- MANDL, G.W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. – Jb. Geol. B.-A., **134/3**, Wien (im Druck, 1991).
- MELLO, J. & GAÁL, Ľ.: Meliatska skupina v čoltovskej rokli / Meliata Group in the Čoltovo Hollow. – Geol. práce, Správy **81**, 51–62, Bratislava 1984.
- MOCK, R.: Triassic of the West Carpathians. – In: SCHÖNLAUB, H.-P. (Ed.): Second European Conodont Symposium – ECOS II. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 129–144, Wien (Geol. B.-A.) 1980.
- MOHR, H.: Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz (N.-Ö.). – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **98**, 141–164, Wien 1922.
- MOHR, H.: Geologische Nachlese im Raum von Vöstenhof bei Ternitz (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1960**, 119–130, Wien (Geol. B.-A.) 1960.
- PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte des Hohe Wandgebietes (Niederösterreich), 1 : 25.000, Wien (Geol. B.-A.) 1964.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). – 147 S., Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66–67** (1973/74), 165–193, Wien 1975.
- SUMMESBERGER, H.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. – Wien (Geol. B.-A.) 1991.
- TOLLMANN, A.: Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 112–125, Wien (Deuticke) 1987a.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. österr. geol. Ges., **80**, 47–113, Wien 1987b.

VACEK, M.: Über die geologischen Verhältnisse des Semmeringgebietes. – Verh. Geol. R.-A., **1888**, 60–71, Wien (Geol. R.-A.) 1888.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. August 1991.

Überlegungen zur Deckenkinematik im Engadiner Fenster

Von RODERICH MATTMÜLLER*)

Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle

*Tirol
Graubünden
Samnaungruppe
Ötztaler Alpen
Silvrettagruppe
Unterengadiner Fenster
penninische Decken
Ötztaldecke
Struktur
Kinematik*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 144, 145, 170, 171, 172

Inhalt

Zusammenfassung	319
Abstract	319
1. Stand der Forschung	320
2. Geländearbeiten und Auswertung	320
3. Mineralstreckung und kinematische Deutung	321
4. Junge Westbewegung?	323
5. Zeitliche Einordnung	326
6. Vergleich mit Paläomagnetik-Daten	327
Literatur	327

Zusammenfassung

Eine intensive Untersuchung der Streckungslineation der tektonischen Einheiten im Mittelabschnitt des Fensters erbrachte Anzeichen dafür, daß die bekannte und in jüngster Zeit neu gewichtete Westbewegung der Ötztaldecke in drei weit auseinanderliegenden Phasen abgelaufen ist:

Die beiden älteren Phasen (mittlere Kreide und Alttertiär) sind nur im Ostalpin selbst bzw. in Reliktstrukturen der höchsten penninischen Einheiten überliefert. Die jüngste Phase (Obermiozän?) beeinflusste offenbar den schon herausgehobenen Deckenstapel im Osten des Fensters. Dazwischen liegen die großzügig von Nord nach Nordwest schwenkenden Hauptbewegungen, die die tieferen nordpenninischen Einheiten gestapelt und letztlich die Krustenverdickung des nördlichen Astes des Alpenbogens verursacht haben.

Der ermittelte Bewegungspfad stimmt gut mit den paläomagnetischen Auswertungen überein.

Considerations on Nappe Kinematics in the Engadine Window

Abstract

Field investigations on the stretching lineation in all tectonic units of the Engadine Window yielded hints at west-directed movements in three phases:

The oldest of these (mid cretaceous and lower tertiary) are preserved in the highest tectonic units, the Austroalpine and the upper penninic zones. The youngest phase (upper miocene?) seems to have influenced the stretching lineation of the finished tectonic pile in the eastern part of the window. Between them are the foreland-directed motions to north and northwest, that piled up the lower penninic units and that are responsible for crustal thickening of the northern branch of the alpine arc.

The traced path of motion is in good accordance with paleomagnetic findings.

*) Anschrift des Verfassers: RODERICH MATTMÜLLER, Paläontologisches Institut der Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen.

1. Stand der Forschung

Theoretische Grundlage der kinematischen Interpretation in älteren Arbeiten war, daß die Senkrechte zu einer Faltenachse die Krafrichtung (a) anzeigt. Das stimmte in vielen Fällen, zum Beispiel bei den Großfalten des Helvetikums. Auch im Engadiner Fenster stützten sich die Ansätze zur Auflösung der Kinematik anfangs auf die Faltenachsen, z.B. THUM (1966, S. 14):

„... Das Kristallin der Silvretta- und der Ötztalermasse ist von S nach N überschoben. Die Bewegung ist in alten E-W-Achsen noch abgebildet. Eine jüngere NE-SW streichende Achsenrichtung zeigt einen später erfolgten Vorstoß des Ötztaler Kristallins in NW-Richtung an (Schlingiger Überschiebung, W. HAMMER 1923 ..), der, wie das auch W. MEDWENITSCH 1954 schon ausdrückte, durch den Vorstoß des Dinaridenkopfes bedingt war. ...“

Die vielen verschiedenen Achsenorientierungen der Kleinfalten, die im Engadiner Fenster in Wirklichkeit rund um die Windrose gehen, konnten so jedoch nicht überzeugend interpretiert werden. Entsprechend sind diese Arbeiten oft von einer Verwunderung über die dem Zuschnitt des Fensters selbst und dem großen tektonischen Rahmen nicht angepaßten Achsenrichtungen gekennzeichnet.

Inzwischen wurde bekannt, daß die Achsenrichtung meist nur anfangs senkrecht zur Krafrichtung steht und sich mit zunehmender Verformung der a-Richtung nähern kann (verschiedene Arbeiten, v.a. SANDERSON 1973).

Zur Deckenkinematik im engeren Sinn wurden im Fenster und seiner Umrahmung bisher nur wenige Forschungen betrieben, so von THÖNI (1980) an der Basis der Ötztaldecke, von FRISCH im östlichen Teil des Fensters (RING et al., 1988, 1989) und von RING (1989) in dessen Westteil.

THÖNI kommt zu dem Ergebnis, daß die Schlingigüberschiebung und damit die Ötztaldecke eine mehrphasige Bewegungsgeschichte erlebt haben muß: Auf rd. 90

MJ datierte Mylonite markieren den ältesten Abschnitt. Die Hauptphase wird als alttertiäre Westbewegung im Gefolge eines NW-Schubes der Silvrettadecke aufgefaßt und junge Nachbewegungen im Jungtertiär vermutet.

Das von FRISCH und RING entwickelte Modell geht aus von einer ältesten WSW-Bewegung und nachfolgendem Umschwenken der Schubrichtung über NW nach NE. Das Modell sollte für alle Zonen gelten; so wurden zum Beispiel die Spuren der Westbewegungen in der tiefsten Einheit, der Pfundser Zone, denen in der höchsten, der Aroser Zone gleichgesetzt und beide der auf rund 90 MJ datierten „Schlingiger“ Bewegung der Ötztaldecke zugeordnet (Abb. 2).

Dieses Modell ging zwar auch in umfassendere Arbeiten ein, z.B. RATSCHBACHER et al. (1989), widersprach allerdings unter anderem den schon vorher bekannten Fossildatierungen, die das Fortdauern der Sedimentation in der Pfundser Zone mindestens bis ins Maastricht (TORRICELLI, 1956), sowie in der Fimberzone bis ins Untereozän belegten (RUDOLPH, 1979, 1982; OBERHAUSER 1983). In RING et al. (1989) wird das Modell schließlich dementsprechend abgewandelt: Der Bereich der im Fenster aufgeschlossenen Einheiten soll bei anhaltender Westbewegung erst nach dem Untereozän erreicht worden sein.

2. Geländearbeiten und Auswertung

Ansatz zur Entschlüsselung der Kinematik war die Vorstellung, daß Unterschiede in der Transportrichtung in verschiedenen Stockwerken des Fensters möglicherweise sehr klein sein könnten. Deshalb wurde zunächst ein engeres Arbeitsgebiet im Zentrum ausgewählt, in dem dann über mehrere Geländesommer hinweg möglichst viele Strukturdaten bei großer Aufschlußdichte

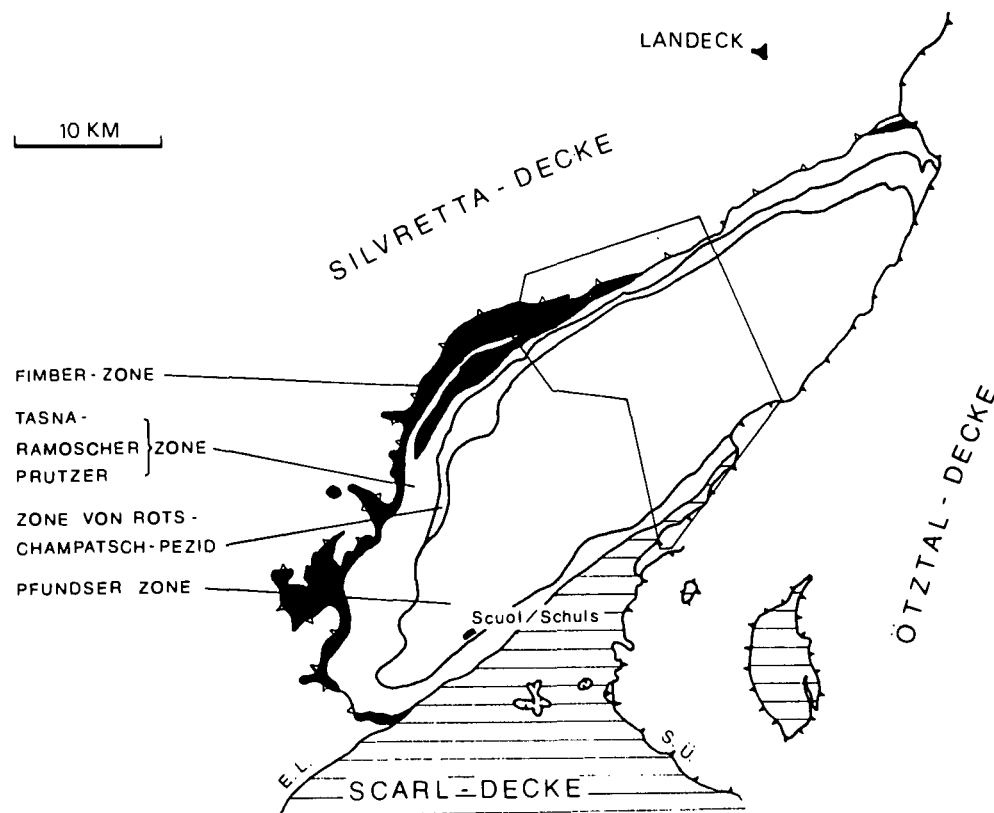


Abb. 1. Baueinheiten im Engadiner Fenster, vereinfacht nach OBERHAUSER (1982). Die Aroser Zone ist hier nicht auskartiert, sondern als höchste Einheit in der Fimberzone enthalten. Vieleck = Umriß des engeren Arbeitsgebiets. E.L. = Engadiner Linie, S.Ü. = Schlingig-Überschiebung.

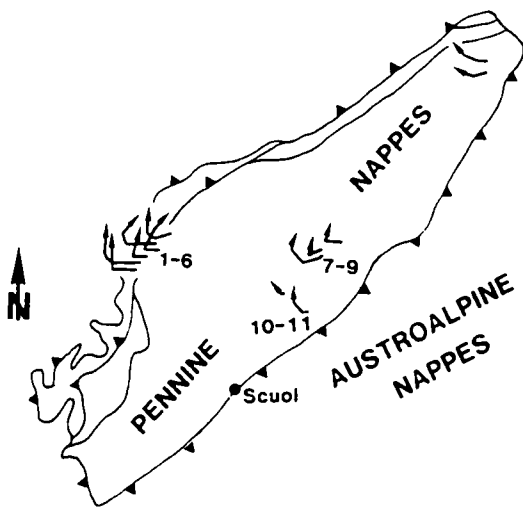


Abb. 2.
Streckungsinkremente als kinematischer Pfad im Engadiner Fenster nach RING et al. (1989).

gemessen wurden (Abb. 1). Diese Taktik kam dann auch anderen strukturellen Untersuchungen, z.B. der Frage des Deckenbaues, zugute (Veröffentlichung im Jb. Geol. B.-A. in Vorbereitung).

Zur Auswertung wurde das vektorielle Mittel aller vergleichbaren Meßwerte eines „Karten-Aufschlusses“ mit dem Programm TXS (W. MAILÄNDER, Tübingen) berechnet und als Kennwert in der Karte dargestellt. Als Karten-Aufschluß wird das vom Maßstab abhängige Gebiet bezeichnet, das von einem Struktursymbol belegt wird. Z.B. belegt ein Struktursymbol von 4 mm Länge bei einem Darstellungsmaßstab von 1 : 25 000 ein Gebiet von 100 m Durchmesser. Alle Werte aus diesem Bereich werden nun in dem Symbol zusammengefaßt. Entsprechend werden beim 12 mal kleineren Maßstab 1 : 300.000 alle vergleichbaren Werte eines Gebiets von 1200 m Durchmesser gemittelt.

Die Vorteile dieses Verfahrens gegenüber der vielfach üblichen Darstellung eines einzigen Meßwertes für jeden Aufschluß oder gar gegenüber dem Zusammentragen aller Werte aus einer Schicht oder Decke in ein einziges Diagramm sind klar:

1. mitteln sich die durch jüngere Bewegungen verursachten örtlichen Abweichungen heraus,
2. behält man die räumliche Verteilungsinformation.

Auf diese Weise bekommt man ein ziemlich klares Strukturbild. Man kann das mit dem in der Seismik üblichen Stapeln von Signalen vergleichen, bei dem das konsistente Signal aus dem Grundrauschen herausgefiltert wird. In vielen Fällen richteten sich die Kennwerte benachbarter Aufschlüsse – gleich ob von Flächen oder Linearen stammend – schon bei Einbeziehung von 5 Messungen je Aufschluß parallel, wogegen sie bei Anwendung der „Ein Aufschluß – ein Meßwert-Methode“ noch 20°–30° voneinander abwichen, wobei die eigentlichen Trends völlig im „Grundrauschen“ der chaotischen Nachbewegungen durch Einengung, Dehnung, Setzung und isostatischen Ausgleich untergegangen wären. Das bedeutet bei den geringen Änderungen der Richtung der Streckungslineation in den verschiedenen Stockwerken des Fensters, daß sie mit dieser Methode ganz einfach nicht erkannt werden können, wogegen die mit der Stapelmethode gewonnenen Richtungen eine Bedeutung haben und prinzipiell interpretierbar sind.

3. Mineralstreckung und kinematische Deutung

Aus einem Datenbestand von über 800 Messungen wurden die Kennwerte für die Streckungslineation im Arbeitsgebiet berechnet, wobei sich die Messungen meist auf Kalzitkristalle auf den Gesteinsoberflächen beziehen, die für Änderungen der Scherrichtung extrem empfindlich sind. Das heißt, daß die Streckungsrichtung mit der letzten Scherrichtung nahezu identisch sein muß. Abb. 3 zeigt die Verteilung der Streckungslineation im engeren Arbeitsgebiet, außerdem die Gewährbeachse und die Haupt-Mylonitizonen. Im folgenden Text werden die einzelnen Abschnitte des kinematischen Pfades der Übersicht halber mit einer Numerierung mittels eingeklammerter römischer Zahlen versehen:

Nach allgemeinen plattentektonischen Vorstellungen für die Alpen sind die höchsten Decken von den ältesten Bewegungen betroffen. Das ist zwar nicht lückenlos für jede Decke bewiesen, jedoch weisen das Ende der Sedimentation von den höheren zu den tieferen Baueinheiten sowie die Alter der Flysche einen in diesem Sinn eindeutigen Trend auf. Auch der kinematische Ablauf im Engadiner Fenster zeigt einen eindeutigen Trend: Die Richtungen der Streckungslineation der einzelnen Schuppenzonen passen sozusagen aneinander und ergeben zusammen einen nach Nordosten gekrümmten, bogenförmigen Bewegungspfad, der es wahrscheinlich macht, daß die Baueinheiten des Fensters in der oben genannten Reihenfolge gestapelt wurden. In der Karte weist die Wölbung des Bogens allerdings nach Südwest, was durch die Lage des „Aufschlusses“ Engadiner Fenster bedingt ist.

Somit müssen die am Rand des Silvrettakristallins gefundenen WSW–ENE-Streckungen (IV) als Ergebnisse der ältesten tektonischen Bewegungen gedeutet werden, soweit sie sich aus einer mineralischen Streckungslineation ableiten lassen. Scherindikatoren wurden nicht gefunden.

Dagegen konnte in allen tieferen Einheiten die Streckungslineation eindeutig mit Scherindikatoren verknüpft werden. Es zeigt sich, daß die finale Richtung der Lineation innerhalb jeder Schuppenzone gleich bleibt: Der genannte Bogen beginnt mit einer in den Schuppen der Aroser Zone überlieferten NNE-Bewegung (V) und endet in der Pfundser Zone mit einer NW-Bewegung (VII). Dadurch wird sehr schön abgebildet, wie die Baueinheiten des Engadiner Gewölbes nacheinander überschoben und tektonisiert wurden, wobei sich die finalen Scherrichtungen in den einzelnen Schuppenzonen in kleinen Sprüngen änderten. Offenbar tektonisierte die höhere Einheit jeweils die tiefere und behielt ihre eigene, ältere Struktur weitgehend bei. Dem entspricht die mehrfach vorgefundene Asymmetrie der Scherzonen im Fenster, wobei stets stark verformte Gesteine der tieferen Einheit an weniger stark verformte Gesteine der höheren Einheit stoßen und die Verformung der höheren Decke nach oben hin wieder ansteigt. Diese Sachverhalte sollen mit weiteren Strukturuntersuchungen in einer eigenen Veröffentlichung behandelt werden.

Die in der Aroser Zone gefundene NNE-Streckungslineation (V) läßt sich mit einer Boudinage korrelieren, die vor allem in Sandsteinbänken in Form von fasergefüllten Dehnungsrissen auftritt. Durch verschiedene Reißgenerationen entstehen „Schokoladentafeln“ (cho-

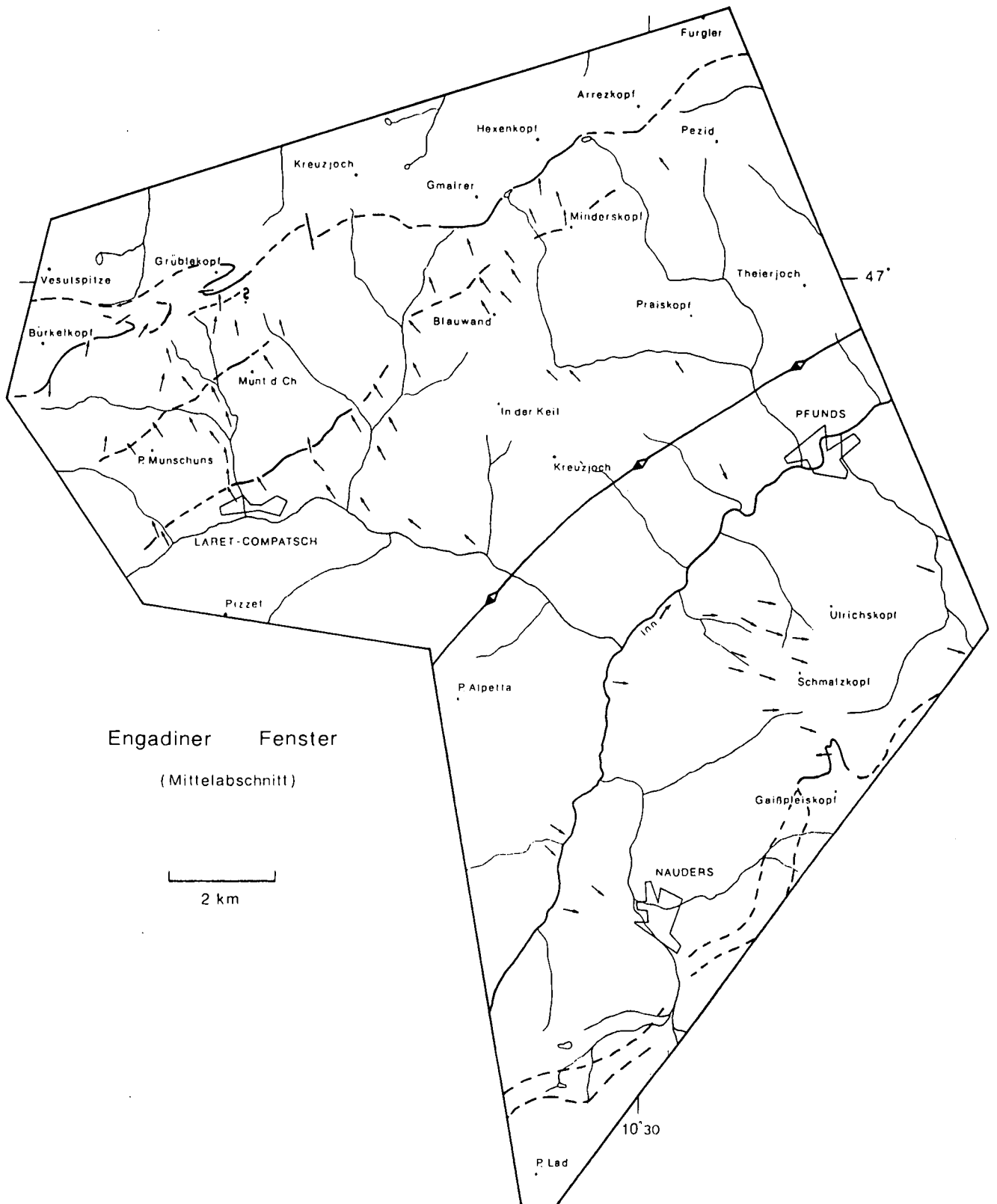


Abb. 3.
Richtungen der mineralischen Streckungslineation, Mylonitzonen und Gewölbeachse im engeren Arbeitsgebiet.
Mylonitzonen sind nur soweit eingetragen, wie im Gelände gefunden.

colate tablet boudinage; RAMSAY & HUBER, 1983), deren Auswertung grundsätzlich dieselbe kinematische Folge ergibt, wie die oben ausgeführte Interpretation der Streckungslineation (Abb. 4). Um Verwechslungen gleichgerichteter Riss-Systeme verschiedenen Alters und in verschiedenen Aufschlüssen zu vermeiden,

orientiert man sich dabei an der meist erkennbaren und regional konstanten Hauptboudinage. Trotzdem bleibt die Korrelation in einigen Fällen gewagt, da die Ausbildung der Risse je nach den örtlichen Umständen sehr unterschiedlich ist und teilweise oder sogar ganz unterdrückt oder um Zwischenstadien vermehrt ist.

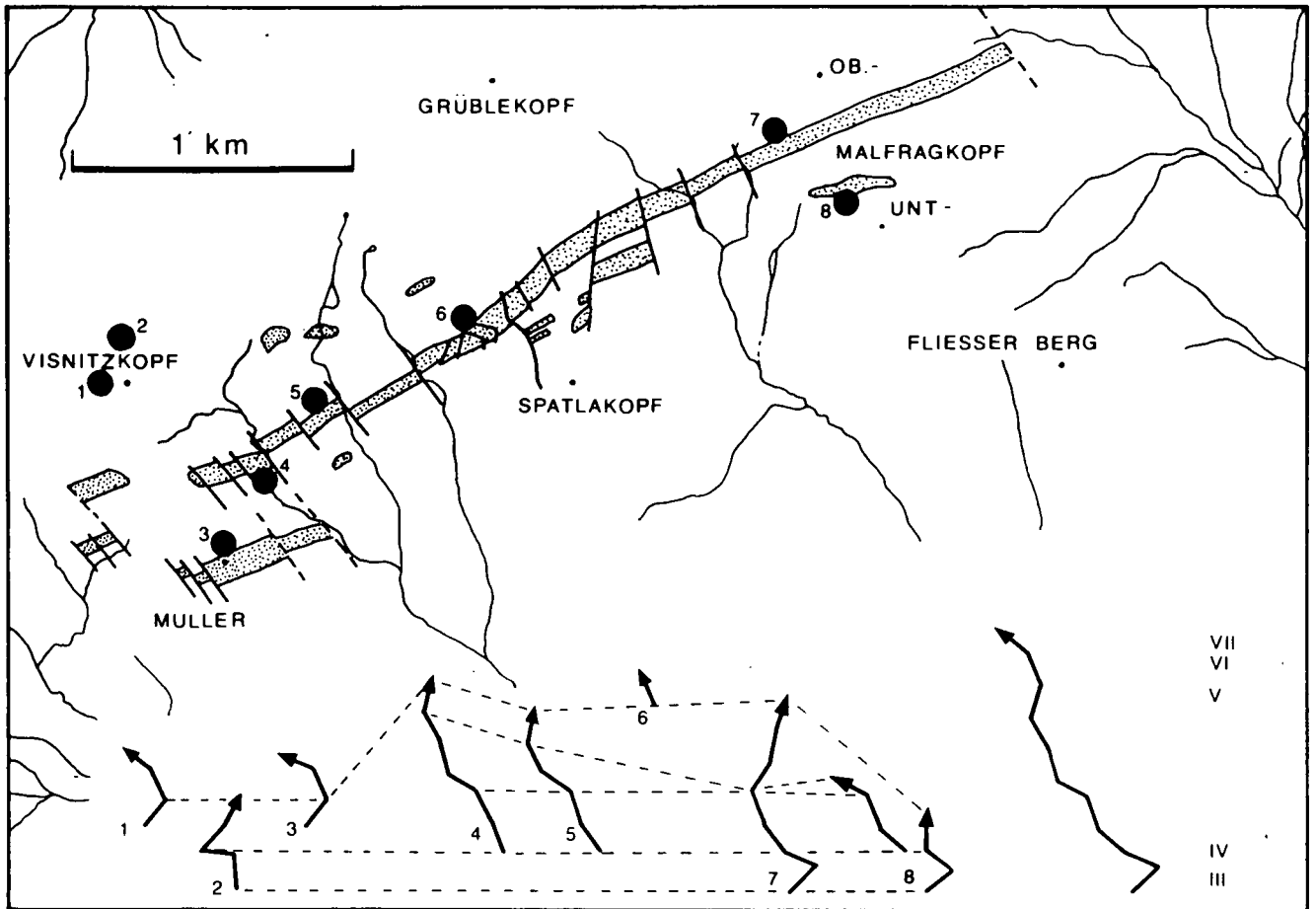


Abb. 4.
Ableitung des Bewegungspfad von Schokoladentafeln im Steinsberger Lias (3-8) und in Flysch-Sandsteinen (1+2).
Punktiert = Steinsberger Lias. Rechts eine Zusammensetzung der einzelnen Abschnitte mit Numerierung.

Die Auswertung setzt voraus, daß die Dehnungen i.a. auf Scherbewegungen in nördliche und westliche Richtungen zurückgehen. Interessant ist, daß vor der NNE-Richtung noch mindestens zwei ältere Bewegungsrichtungen in den kinematischen Pfad eingefügt werden können: Der oben an den Anfang gestellten (finiten!) WSW-Streckung (IV), die in den Gesteinen der Silvretadecke und deren unmittelbarer Unterlage auftritt, scheint eine in den Rissen überlieferte WNW-Streckung zu entsprechen; selten sind außerdem Hinweise auf eine noch ältere Streckung in nordsüdlicher Richtung (III) erhalten.

Im Vergleich zur Interpretation der mineralischen Streckungslineation ist der Wechsel von der WNW- zur NNE-Richtung (zwischen IV und V) durch verschiedene Übergänge gemildert, so daß wieder ein Bogen entsteht, dessen Wölbung sich diesmal nach Westen richtet. Der Unterschied beruht darauf, daß die Risse beliebige Stadien des Bewegungsablaufs überliefern können, gestreckte Kristalle dagegen nur relative Endstadien.

4. Junge Westbewegung?

Die Mylonitzonen NW der Gewölbeachse umgrenzen Gebiete, die bezüglich der Streckungslineation fast homogen sind. Nur in der Pfundser Zone erscheint SE des Inns eine zweite, westnordwestliche Scherrichtung.

Auf den ersten Blick scheint sie den oben genannten Bogen fortzusetzen, es sei jedoch daran erinnert, daß der Bogen durch das Aneinanderfügen der Streckungsrichtungen immer tieferer Schuppenzonen zustandekam. Jenseits der Gewölbeachse gelangt man aber wieder in höhere Stockwerke der Pfundser Zone, die eine NW-Streckung zeigen müßten, wie das in der Gegend von Schuls auch der Fall ist (Abb. 5). Die nach NW weisende Streckungslineation ist also durch die WNW-weisende überprägt – umgekehrt kann es nicht sein, weil die Bewegung den Scherindikatoren nach eindeutig ist. Denselben Zusammenhang ergeben Schokoladentafeln, z.B. am Saderer Joch. Die WNW-weisenden Bewegungszeiger gehören also zur jüngsten im Fenster feststellbaren Deckenbewegung (IX) und gehören eindeutig nicht zu den Westbewegungen der höheren Zonen. Sie sind im Ostteil des Fensters weit verbreitet und beziehen sich nach ihrer Verteilung offenbar auf die Ötztaldecke. Das wird im Überblick des ganzen Fensters besonders deutlich (Abb. 5).

Die im Osten ebenfalls auftretende WSW-Richtung bildet keine eigene Bewegungsphase ab. Sie ist an weniger geplättete Gesteine der tieferen Stockwerke und die nach Nordosten abtauchende Wölbungsachse gebunden. Entsprechende Korrekturen auf dem Schmidt'schen Netz drehen die WSW-Richtung nach „flach“ WNW, während die „steilen“ WNW-Richtungen vor dem Rand der Ötztaldecke „flacher“ werden. Damit sind die abweichenden Scherrichtungen in der NE-Ecke des

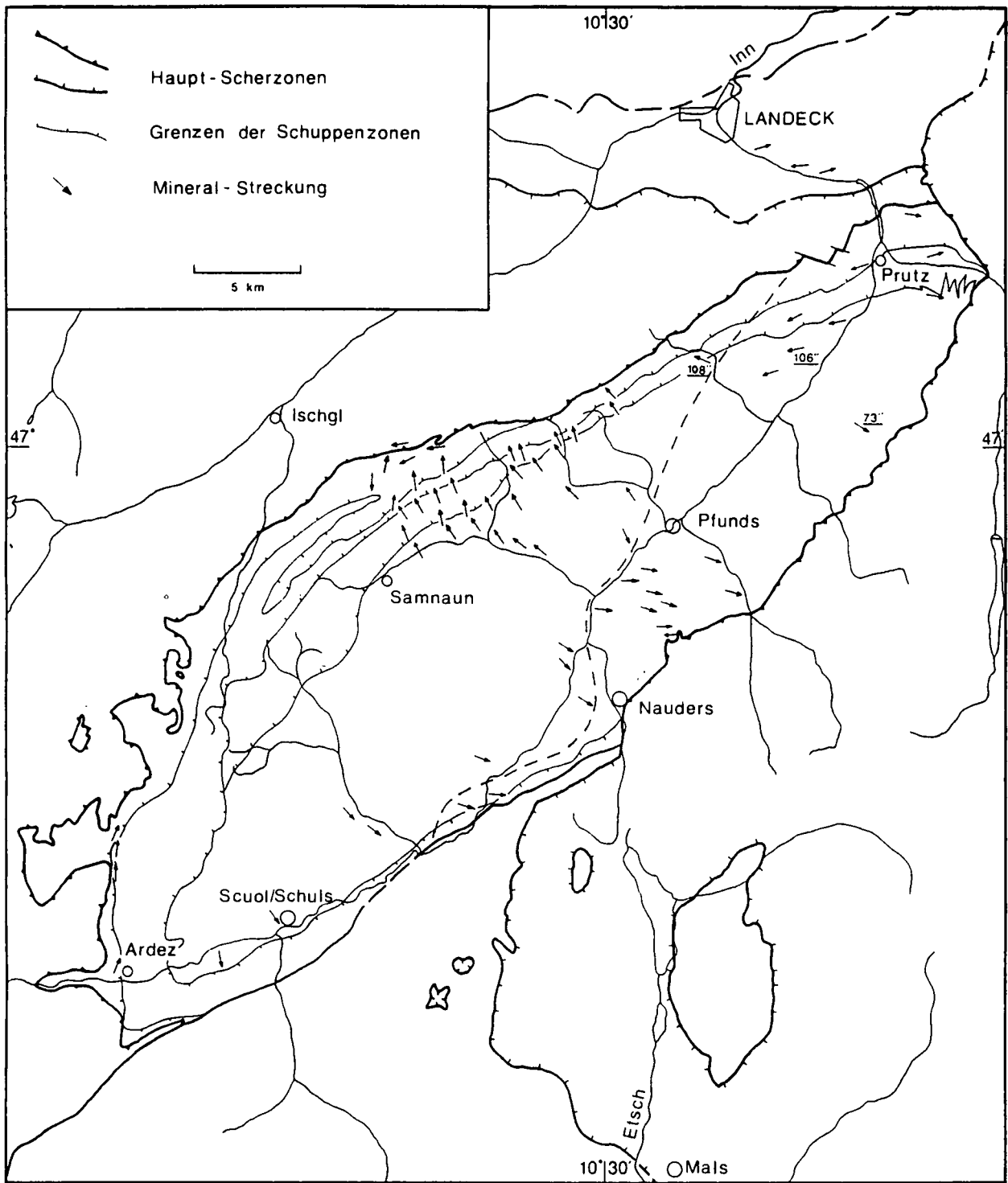


Abb. 5. Streckungslineation im Engadiner Fenster. Die Strichellinie trennt einen Bereich finiter WNW-Streckung ab, der mit der ehemaligen Ausdehnung der Ötztaldecke identisch ist. Aufschlußnummern beziehen sich auf Tab. 1.

Fensters auf die WNW-Richtung zurückgeführt. Die „flach“ nach NW weisende Streckungslineation vor dem Rand der Silvretta-Decke wird dagegen steiler und gleicht sich dem allgemeinen Bild in der Pfundser Zone an. Diese 3 Fälle sind in Tab. 1 dargestellt.

ESE-WNW-orientierte Streckungen findet man nicht nur in der Pfundser Zone, sondern in allen Einheiten jeweils vor dem heutigen Erosionsrand der Ötztaldecke, so in der Pezid Zone und der Prutzer Zone. Das bedeu-

tet, daß sich dieses Strukturelement auf die heutige Anordnung der Decken bezieht. War das Deckengebäude also schon fertig, als diese Einheiten ihre heutige Prägung erhielten? Zur Erklärung des o.a. Sachverhalts wird eine Bewegung nach (!) der erosiven Zerstörung des ostalpinen Daches vorgeschlagen, da die Silvretta-Scarl-Decke und die höheren penninischen Einheiten, wären sie noch darauf gelegen, die tieferen Einheiten vor der Überprägung geschützt hätten. Das

Tabelle 1.
Beispiele für die Korrektur von Meßwerten.
Lage der Aufschlüsse: siehe Abb. 5.

Karten-Aufschl.	s2	l _{str}	sc-Winkel*	Drehung um horizontierte Wölbungsachse (≈ 56/14) bis c auf der Achse liegt.	Drehwinkel (gesamt)	s2,korr.	l _{str,korr.}
73''	116/24	122/23	15°		5°	155/15	118/13
106''	314/67	258/28	15°		85°	195/21	102/16
108''	354/49	293/32	0°		43°	54/10**	128/01

* Annahme aufgrund von Messungen in benachbarten Aufschlüssen. ** ideal: -/0

heißt, die Ötztaldecke überfuhr, vielleicht im Obermiozän, ein schon damals bestehendes, älteres Fenster, dessen Ränder etwas weiter östlich gelegen waren.

Ein weiteres Argument dafür ist vor allen Dingen das tektonische Linienmuster am heutigen Fensterrand (vgl. Abb. 1, Abb. 5): Unter der Ötztaldecke verschwinden nicht nur die Umrisse von Scarldecke und Silvrettadecke, sie scheint auch die Engadiner Linie abzuschneiden und sogar die Inntalwölbung selbst: Die Großstrukturen in seinem Innern laufen schief gegen den Rand der Ötztaldecke und die seltsam stumpfe Begrenzung am nordöstlichen „Ende“ macht das umlaufende Streichen der inneren Strukturen nicht mit. Im Norden ist die Ötztaldecke dem Kalkalpin aufgeschoben, was ebenfalls zeigt, daß die Ötztaldecke noch bis in die jüngste Zeit beweglich war, wenn auch in diesem Fall eher nach Norden (SCHMIDEGG, 1964). Insgesamt wird klar, daß der Rand des Ötztalkristallins gegen das Engadiner Fenster nicht einfach die Fortsetzung der Schlinigüberschiebung sein kann und daß die von SCHMID & HAAS (1987) dafür angegebene Überschiebungsweite von über 40 km nicht nur die altalpidische Phase betrifft, sondern den gesamten Versatz der Ötztaldecke bis heute.

Zwei dazu mögliche Einwände seien im folgenden kurz besprochen:

- 1) Auch die Fimberzone läuft im Westen schief gegen den Fensterrand (vgl. Abb. 1).

Anmerkung: Hierbei laufen aber die begleitenden tieferen Zonen randparallel und der Rand ist stets die Silvrettadecke. Das Auskeilen bedeutet wahrscheinlich nur, daß die Fimberzone an diesen Stellen aussetzt.

- 2) Das schräge Abschneiden der Strukturen ist nur ein Zusammenlaufen der Überschiebungsbahnen in eine einzige; die Zonen des Fensters sind Schuppen, deren internes Ende am Rand der Ötztaldecke liegt (BOYER & ELLIOTT, 1982 u. Abb. 6).

Anmerkung: Um mit dieser Anordnung das Strukturbild des Engadiner Fensters aufzubauen, müssen Aufwölbung und Abtragung allerdings genau die Hö-

he des internen Endes der Schuppen treffen. Tiefer greifende Abtragung würde den Punkt, an dem die Überschiebungsflächen sich verzweigen, vom Rand der Ötztaldecke weg verlegen – bei geringerer Abtragung müßte sich noch die zweithöchste Schuppe unterm Rand durchverfolgen lassen. Weiter wurde nicht berücksichtigt, daß der Rahmen des Fensters uneinheitlich ist. Die Kartierungen von UCIK (Veröffentlichung in Vorbereitung) zeigen, daß die Schuppenzonen keineswegs gegen die Ötztaldecke hin

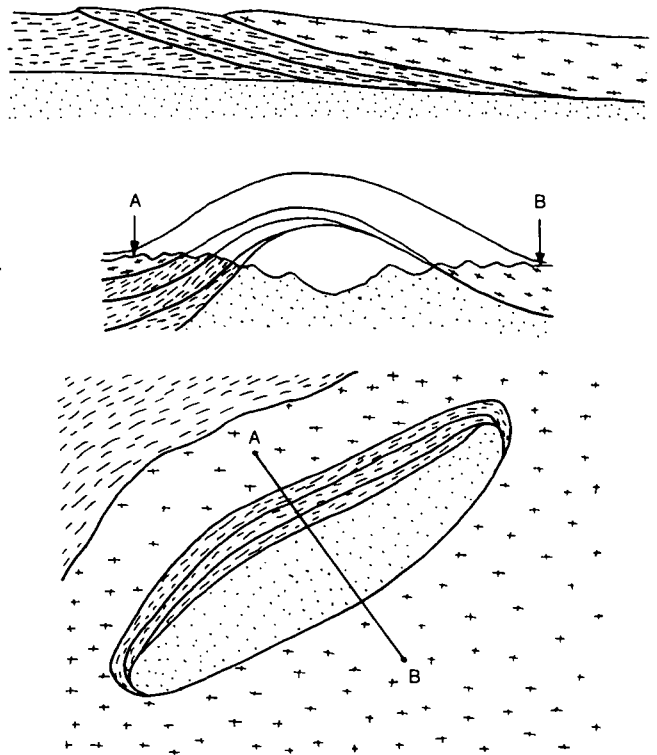


Abb. 6.
Struktur des Fensters, umgezeichnet nach einem Vorschlag von BOYER & ELLIOTT (1982).

auskeilen, sondern in voller Breite darunter abtauchen, und zwar ausgerechnet dort, wo auch die begleitende Silvrettadecke unter die Ötztaldecke verschwindet (Abb. 1).

Wegen der vielen Randbedingungen, von denen dieser Vorschlag einer schon primär einseitigen Tektonik abhängt, erscheint er nicht plausibel. Unabhängig von der Streckungslineation deutet das Linienmuster auf einen sekundären, westgerichteten Zuschub einer älteren, vielleicht symmetrischen Tektonik.

Es sei noch einmal darauf hingewiesen, daß diese Ausführungen ein Modell beschreiben, das der Verfasser auf dem jetzigen Stand der Forschung so sieht – mögen andere eine bessere Erklärung finden!

5. Zeitliche Einordnung

Somit gibt es in ungefähre Übereinstimmung mit THÖNI (1980) Anzeichen für zwei oder drei Westbewegungen der Ötztaldecke:

- 1) Eine mittelkretazische Bewegung (II), bei der das Oberostalpin intern zerlegt wird, z.B. an der Ducan-Überschiebung oder der Schliniger Überschiebung (THÖNI, 1983, 1988; SCHMID & HAAS, 1987). Metamorphose-Daten aus der Platta-Decke machen es wahrscheinlich, daß auch die südlichen Teile des Südpenninikums dabei überfahren wurden (PHILIPP, 1982; DEUTSCH, 1983). Die nördlicheren Teile können nicht betroffen gewesen sein, da die Sedimentation dort bis ins Untereozän dauerte. Dem widerspricht eine Rb/Sr-Datierung aus (heute) nördlichen Bereichen der Arosazone und aus der Falknis-Sulzfluh-Decke (RING, 1989). Die Proben stammen allerdings aus schwachmetamorphen Gesteinen, für die die Anwendung radiometrischer Verfahren problematisch ist.
- 2) Die festgestellten Ost-West-Streckungen (IV), die sich am Kristallinrand als Streckungslineation und innerhalb der Aros- und Tasnazone in Form von teils fasergefüllten Boudinage-Rissen erhalten haben. Allgemein werden derartige Gesteinsverformungen als Spuren von (Scher-) Bewegungen gedeutet. Dem möchte ich mich mit Vorbehalt anschließen. Ost-West-Streckung muß vielleicht nicht immer Ost-West-Bewegung bedeuten, obwohl dies – wie schon erwähnt – nicht von der Hand zu weisen, wenn nicht wahrscheinlich ist. ELLIS & WATKINSON haben 1987 einen – nicht ganz geglückten, aber wichtigen – Versuch gemacht, hier weiterzukommen (vgl. dazu die Kommentare PATRICK, 1988, GIRARD et al., 1988, sowie BAMFORD et al., 1988). Wenn die erwähnten, in derselben tektonischen Position gefundenen Fossilien signifikant sind, muß für diese Deformationsphase nach-untereozänes Alter gefordert werden ($\approx < 52$ MJ). Ob ein Zusammenhang mit der mittelkretazischen Westbewegung besteht, kann diskutiert werden: Dagegen sprechen jedenfalls die Nord-Süd-gerichteten, älteren Boudinagen (III) und zweitens die Anzeichen für isostatische Reaktion der alpinen Kruste während der Oberkreide, die in einer Abkühlung der mittelostalpinen Decke nachweisbar ist (FRANK et al., 1987) und zusammen mit einer Dehnungstektonik zu ostwärtigen Ab-

schiebungen (z.B. KROHE, 1987; NEUBAUER, 1988) und zur Anlage der Gosaubecken führte (hieszu anderer Meinung: LEISS, 1990). In THÖNI (1980) wird schon diese Bewegung als Folge des Nordvorstoßes des Südalpenkopfes dargestellt.

- 3) Eine junge Bewegung nach der Aufwölbung und Entstehung des Fensters, vielleicht im Obermiozän (5–10 MJ, IX). Aus geröllpetrographischen Untersuchungen ist bekannt, daß die Basis der Silvrettadecke spätestens im Sarmat vom Inn angeschnitten wurde (WIESENER in GRAUL, 1939; GRIMM, 1957). Möglicherweise ist diese späte Bewegung ebenfalls im Zusammenhang mit einem Vorstoß (?) des Südalpens zu sehen.

Einer Gleichsetzung aller dieser Phasen im Sinne von RING et al. (1989) kann also nicht gefolgt werden, da sie vom augenblicklichen Stand der Kenntnis aus als unwahrscheinlich gelten muß. Die notwendige Umdeutung der Streckungslineation im Osten des Fensters schließt jedoch nicht aus, daß eine ältere westgerichtete Deformation (IV, nicht III!) auch das Nordpennin betroffen hat. Dafür gibt es verschiedene, allerdings schwache Anzeichen:

- 1) In einem einzigen Aufschluß der Pfundser Zone wurde eine Faltung gefunden, die älter sein muß als diejenige, die der dargestellten nordwestlichen Streckungslineation zugeordnet ist. Eine Scherrichtung läßt sich daraus nicht ableiten.
- 2) Von FRISCH (in RING, 1989) und auch vom Verfasser in der Pfundser Zone gemessene „Schokoladetafeln“ zeigen eine kinematische Folge, die vom Westen nach nördlichen Richtungen umschwenkt. Da alle Messungen aus dem Ostteil des Fensters stammen, könnten diese Nordbewegungen aber wiederum an die jüngste Westbewegung angehängt werden. Für die Einengung in den kinematischen Ablauf fehlen bislang Belege.

Möglicherweise muß man also mit einer Überlagerung zweier gleichgerichteter Bewegungen rechnen. Die Hauptbewegungen, die die penninischen Decken und Schuppenzonen im Bereich des Fensters gestapelt haben, sind jedoch eindeutig die auf das Vorland gerichteten Nord- und Nordwestbewegungen ab unterem Eozän und während des Oligozäns (V–VII).

Es ist außerdem anzunehmen, daß die junge WNW-Bewegung (IX) nicht an die NW-Bewegung (VII) anschließt, sondern daß zwischen ihnen eine zeitliche Lücke klafft:

Im Gebiet des Engadiner Fensters kommt es nach der Überschiebungstektonik und vor der regionalen Aufwölbung noch zu einer flachwelligen Faltung mit Ost-West-laufenden ($\approx 80^\circ$), nicht eingeregelt (!) Achsen. Einengungsrichtung und Alter lassen vermuten, daß die flachwellige Faltung mit der Überschiebung der helvetischen Decken zu tun hat. Meine Vorstellung geht dahin, daß die nicht koaxiale Tektonik im Vorland von einer schwachen koaxialen Tektonik in den höheren Decken begleitet wird.

Man muß also zwischen nordwestgerichteter Überschiebung und jüngster WNW-Bewegung der Ötztaler Masse noch eine – vielleicht unbedeutende – nordsüdliche Einengung (VIII) annehmen.

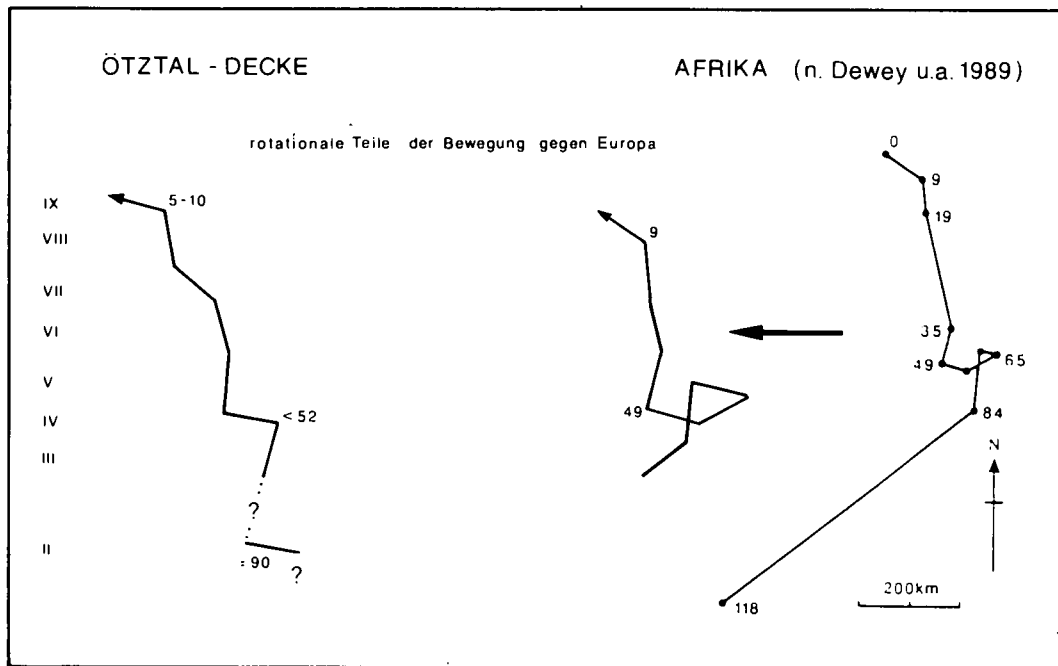


Abb. 7. Bewegungspfad der Ötztaldecke im Vergleich mit dem Afrikas gegen Europa. Arabische Zahlen: Alter in Millionen Jahren. Ableitung der Einzelschritte (E.F. = Engadiner Fenster): I = ?; II = mittelkretazische Stapelung des Ostalpins; III = Boudinage (E.F.); IV = Boudinage (E.F.); V-VII = Boudinage und Mineralstreckung (E.F.); VIII = flachwellige Faltung (E.F.); IX = Boudinage und Mineralstreckung (E.F.).

6. Vergleich mit Paläomagnetik-Daten

Der oben genannte Bogen (Abb. 3) und die älteren Schritte auf dem kinematischen Pfad stellen die rotatorischen Komponenten der Gesamtbewegung der Oberplatte dar. Für den direkten Vergleich mit Paläomagnetik-Daten muß deren „translatorischer“ Anteil abgezogen werden. Eine Schwierigkeit besteht darin, daß für Silvretta-Scarl- und Ötztaldecke nicht genug paläomagnetische Daten vorhanden sind und daher Daten aus dem eigentlichen Hinterland, nämlich der Adriaplatte, bzw. der Afrikanischen Platte herangezogen werden müssen. Die Bewegungen der abgescherten Einheiten müssen aber nicht notwendig dieselben sein, wie die des Hinterlandes. Inwieweit ein solcher Vergleich also sinnvoll ist, steht zur Diskussion. DEWEY et al. (1989) gehen davon aus, daß Afrikanische und Adriaplatte spätestens ab Eozän verschiedene Wege verfolgt haben. Es ist allerdings fraglich, ob der Unterschied beider Wege groß war. LOWRIE (1986) kommt z.B. auf eine rotatorische Abweichung von nur 15° während des Tertiärs. Eine Auswertung von Herdflächenlösungen mediterraner Bebenzentren als Anzeiger für die heutigen Bewegungen beider Platten relativ zu Europa erbrachte dagegen eine beinahe rechtwinklige Abweichung (ANDERSON 1987).

Abbildung 7 vergleicht den für die Ötztaldecke ermittelten Bewegungspfad mit der Bewegung Afrikas gegen Europa, wie er sich nach einer Auswertung paläomagnetischer Daten darstellt (aus PLATT et al., 1989, nach DEWEY et al., 1989). Bezugspunkt ist Turin. Auf eine eigene Berechnung – etwa für Bozen, was im Hinblick auf das Engadiner Fenster passender wäre – wurde wegen der Schwierigkeit verzichtet, paläomagnetische Originaldaten nach ihrer Aussagekraft zu beurteilen. Der dargestellte Gesamtpfad setzt sich zusammen aus den im Engadiner Fenster gefundenen kinematischen Anzeigern und den diskutierten Daten aus der Literatur. Obwohl er weit differenzierter ist, als bislang veröffentlichte Pfade, wird ein Anspruch auf Vollstän-

digkeit nicht erhoben! Der jüngste Abschnitt des Pfades (IX) ist aus den schon diskutierten Gründen vermutlich vom Vergleich auszuschließen, da er nur eine Spezialbewegung der Ötztaldecke abbildet. Trotzdem und trotz aller Bedenken und Einschränkungen, die für die Afrikanische Platte als „Hinterland hinter dem Hinterland“ berücksichtigt werden müssen, ergibt sich eine gute Übereinstimmung in Bewegungsrichtung, Drehsinn, Drehwinkel und Zeit.

Vielen Dank

... an Walter MAILÄNDER, der mir mit „TXS“ das erste in Tübingen verfügbare, leistungsfähige Tektonik-DV-Programm zur Verfügung stellte.

... für die Erteilung von Fahrgenehmigungen auf Forst- und Almstraßen an die Gemeinden Samnaun und Nauders, sowie an Herrn Westreicher von der Bezirksforstinspektion Ried i. Oberinntal.

... an Rudolf OBERHAUSER (Wien) und Stefan VOGLER (Marburg) für Korrekturlesungen.

Literatur

- ANDERSON, H.: Is the Adriatic an African promontory?. – *Geology*, **15**, 212–215, 4 Abb., 1 Tab., Boulder/USA 1987.
- BAMFORD, M. & FORD, M.: Comment on “Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions.” – *Geology*, **16**, 859, Boulder/USA 1988.
- BOYER, S.E. & ELLIOTT, D.: Thrust systems. – *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **66**, 1196–1230, 34 Abb., Tulsa/USA 1982.
- DEUTSCH, A.: Datierung an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen PLATTA-Decke (Graubünden). – *Ecl. geol. Helv.*, **76**, 295–308, Basel 1983.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.W.H. & KNOTT, S.D.: Kinematics of the western Mediterranean. – In: *Alpine Tectonics*. – *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **45**, 265–283, London (Blackwell) 1989.

- ELLIS, M. & WATKINSON, A.J.: Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. – *Geology*, **15**, 1022–1026, 4 Abb., Boulder/USA 1987.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M.: Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 272–279, Wien (Deuticke) 1987.
- GIRARD, P., SCHWERDTNER, W.M. & MARESCHAL, J.C.: Comment on "Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions." – *Geology*, **16**, 857–859, 2 Abb., Boulder/USA 1988.
- GRAUL, H.: Schotteranalytische Untersuchungen im oberdeutschen Tertiärhügelland. Mit einem geröllpetrographischen Abschnitt von H. WIESENER. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-nat. Abt., N.F.* **46**, 56 S., 9 Abb., 1 Karte, München 1939.
- GRIMM, W.-D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). – *Beih. Geol. Jb.*, **26**, 97–199, 8 Taf., 14 Abb., 1 Tab., Hannover 1957.
- KROHE, A.: Kinematics of the Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (Eastern Alps). – *Tectonophysics*, **136**, 171–196, Amsterdam 1987.
- LEISS, O.: Neue Aspekte zur Geodynamik und Beckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, **79/1**, 47–84, 17 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1990.
- LOWRIE, W.: Palaeomagnetism and the adriatic promontory; a reappraisal. – *Tectonics*, **5**, H. 5, 797–807, 3 Abb., 4 Tab., Washington/USA (AGU) 1986.
- NEUBAUER, F.: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-, Mugel- und des Gleinalmkristallins (Ostalpen). – *Abh. Geol. B.-A.*, **42**, 1–137, Wien 1988.
- OBERHAUSER, R.: Das Unterengadiner Fenster. – In: *Der geologische Aufbau Österreichs*, 291–299, 5 Abb., Wien (Springer) 1982.
- OBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalflysch des Rätikon. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 71–93, 6 Taf., 5 Abb., Wien 1983.
- PATRICK, B.B.: Comment on "Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions." – *Geology*, **16**, 670–671, Boulder/USA 1988.
- PHILIPP, R.: Die Alkali amphibole der Platta-Decke zwischen Silser See und Lünghinpaß (Graubünden). – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **62**, 437–455, Zürich 1982.
- PLATT, J.P., BEHRMANN, J.H., CUNNINGHAM, P.C., DEWEY, J.F., HELMAN, M., PARISH, M., SHEPLEY, M.G., WALLIS, S. & WESTON, P.J.: Kinematics of the alpine arc and the motion history of Adria. – *Nature*, **337**, 158–161, 3 Abb., 1989.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.: *The techniques of modern structural geology. Vol.1: Strain analysis*. – 307 S., London, New York, u.a. (Academic Press) 1983.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J.: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407, 4 Abb., Boulder/USA 1989.
- RING, U.: Tectonogenesis of the penninic/austroalpine boundary zone: The Arosa Zone (Grisons-Rätikon area, Swiss-Austrian Alps). – *Tübinger Geowiss. Arb., Reihe A*, **1**, 178 S., Tübingen 1989.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W.: Die Kinematik der Arosa Zone und Implikationen für die Entwicklung der Ostalpen. – *Erlanger geol. Abh.*, **116**, 101–106, 4 Abb., Erlangen 1988.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRÁLIK, M.: Kinematics of the alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the swiss-austrian Alps. – *J. Geol. Soc. London*, **146**, 835–849, 11 Abb., London 1989.
- RUDOLPH, J.: Geologische Untersuchungen im obersten Fimbartal. – *Dipl. Arb. Univ. Freiburg*, **33** S., Freiburg i.Br. 1979.
- RUDOLPH, J.: Tieferes Tertiär im oberen Fimbartal. – *Neues Jb. Geol. Palaeont., MH*, **1982**, 181–183, Stuttgart 1982.
- SANDERSON, D.J.: The development of fold axes oblique to the regional trend. – *Tectonophysics*, **16**, 55–70, Amsterdam 1973.
- SCHMID, S.M. & HAAS, R.: The transition from near-surface thrusting to intra-basement decollement during west-directed movement of the Ötztal basement along the Schling thrust (Austroalpine west of the Tauern window). – *Tectonics*, **8**, H. 4, 697–718, Washington/USA (AGU) 1989.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Verhältnisse im Bereich des Kaunertalkraftwerkes der Tiroler Wasserkraftwerke A.G.. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **57**, H. 1, 114–117, 1 Prof., 1 Karte, Wien 1964.
- THÖNI, M.: Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlingüberschiebung. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **26**, 247–275, 1 Abb., 1 Karte, Wien 1980.
- THÖNI, M., mit Beiträgen von HOINKES, G.: The thermal climax of the early alpine metamorphism in the austroalpine thrust sheet. – *Mem. Sci. Geol.*, **36**, 211–238, Padova 1983.
- THÖNI, M.: Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: Implications for the detachment and thrusting of the austroalpine basement nappes in the eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, H. 1, 169–201, 22 Abb., 1 Prof., Wien 1988.
- THUM, I.: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (im Raume Spieß – Nauders/Oberinntal). – 169 S., 1 Karte, Diss. Univ. Wien 1966.
- TORRICELLI, G.: Geologie der Piz Lad – Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin). – *Jb. Natf. Ges. Graubünden*, **85**, 83 S., Chur 1956.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 23. Mai 1991.

Biostratigraphischer Nachweis von Arenig in der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen)

Von ERHARD REITZ & RUDOLF HÖLL*)

Mit 3 Abbildungen und 6 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 121

*Tirol
Kitzbüheler Alpen
Nördliche Grauwackenzone
Acritarchen
Arenig
Stratigraphie*

Inhalt

Zusammenfassung	329
Abstract	329
1. Einleitung und Problemstellung	330
2. Beprobung und Fossilfundpunkte	330
3. Fossilbefund	330
3.1. Liste der identifizierten Genera und Species	331
4. Schlußfolgerungen	331
Dank	332
Literatur	344

Zusammenfassung

Fossilfunde aus der Nördlichen Grauwackenzone waren bis vor kurzem nur aus dem Zeitabschnitt Caradoc bis Karbon bekannt. Der Nachweis von Tremadoc aus den Unteren Wildschönauer Schiefern (REITZ & HÖLL, 1989) ließ den Zeitraum Arenig bis Llandeilo ohne Fossilbeleg. Neue, gut erhaltene und in Einzelproben reichhaltige Acritarchen-Spektren aus den Unteren Wildschönauer Schiefern des Windauer Achantals und des Kelchsauer Achantals ermöglichen nunmehr den ersten biostratigraphischen Nachweis von Arenig in der Nördlichen Grauwackenzone.

Biostratigraphic Evidence of Arenig in the Northern Graywacke Zone (Eastern Alps)

Abstract

Until recently, fossils only of Caradocian to Carboniferous age have been reported from the Northern Graywacke Zone (Eastern Alps). REITZ & HÖLL (1989) described acritarchs of Tremadocian age from the Lower Wildschönau Schists. Here, we present new, well preserved and diversified acritarch assemblages of Arenigian age from the Lower Wildschönau Schists in the Windau and Kelchsau Valleys. These fossil spectra define a well constrained time interval for a lower section of the Northern Graywacke Zone.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. ERHARD REITZ, Prof. Dr. RUDOLF HÖLL, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2.

1. Einleitung und Problemstellung

Die Nördliche Grauwackenzone ist dem Oberostalpin der Ostalpen zugehörig. Ihr Gesteinsinhalt ist regional unterschiedlich variszisch und alpidisch metamorph überprägt. Frühere biostratigraphische Datierungen in der Nördlichen Grauwackenzone reichten vom Caradoc bis in das Karbon. Die Existenz älterer Gesteinseinheiten als Caradoc war umstritten (SCHÖNLAUB, 1979, 1982; OBERHAUSER, 1980; FRISCH et al., 1984; NEUBAUER, 1985; NEUBAUER & FRISCH, 1989; BECKER et al., 1987; SASSI et al., 1987; GIESE, 1988; HEINISCH et al., 1987; HEINISCH, 1986, 1988; HEINISCH & SCHLAEGEL-BLAUT, 1990; SCHLAEGEL-BLAUT, 1990; LOESCHKE, 1989; LOESCHKE et al., 1990; FLÜGEL, 1990).

Schwachgradig metamorphe, klastische Gesteine repräsentieren einen wesentlichen Teil der Nördlichen Grauwackenzone. Im Kitzbüheler Raum werden derartige Gesteine als Wildschönauer Schiefer bezeichnet. Die Unteren Wildschönauer Schiefer wurden ohne Fossilbeleg von SCHÖNLAUB (1979) dem Prä-Caradoc, von MOSTLER (1983, 1984) dem Zeitabschnitt Kambrium bis Caradoc zugerechnet. Tremadoc-Alter indizierende Acritarchen-Spektren aus den Unteren Wildschönauer Schiefen ermöglichten den ersten biostratigraphischen Nachweis von Gesteinen mit höherem Alter als Caradoc in der Nördlichen Grauwackenzone (REITZ & HÖLL, 1989). Bei zwischenzeitlichen Versuchen, durch Verdichtung und Erweiterung der Beprobung im Umkreis der Tremadoc-Fundpunkte nahe Reith (bei Kitzbühel) zusätzliche Datierungen zu erzielen, konnte lediglich das Tremadoc-Alter bestätigt werden. Zur Schließung der in der Nördlichen Grauwackenzone verbliebenen Lücke im Fossilbefund zwischen dem Tremadoc und dem Caradoc wurden die Untersuchungen aus regionalgeologischen Gründen insbesondere auf das Kelchsauer und das Windauer Achental konzentriert. In beiden Tälern sind die Unteren Wildschönauer Schiefer verbreitet.

2. Beprobung und Fossilfundpunkte

Insgesamt 80 Proben – einschließlich Wiederholungsproben – wurden aus dem Verbreitungsgebiet der

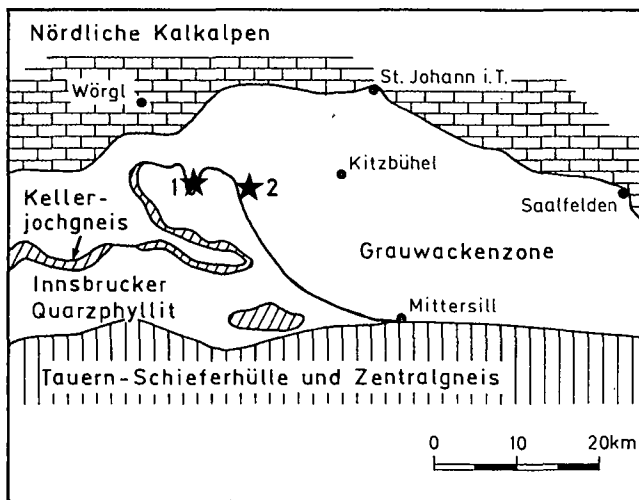


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte und Lage der Fossilfundpunkte.

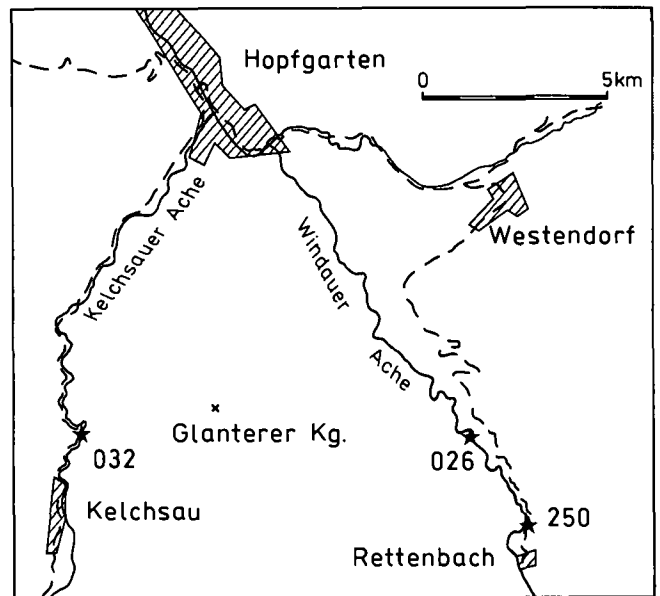


Abb. 2. Detailkarte zur geographischen Lage der Fossilfundpunkte.

Unteren Wildschönauer Schiefer im Kelchsauer und Windauer Achental entnommen und nach der von REITZ & HÖLL (1988) beschriebenen Methode aufbereitet. Drei nachstehend bezeichnete Proben lieferten gut erhaltene und reiche Acritarchen-Spektren, die eine genaue Altersdatierung (Arenig) ermöglichten:

- **Fundpunkt Probennummer 026**
Windauer Achental: Aufschluß 3,2 km Luftlinie SSW Westendorf, 10–15 m westlich der Brücke über die Windauer Ache. Rechtswert 365150, Hochwert 252175.
- **Fundpunkt Probennummer 250**
Windauer Achental: Südlichster Straßenaufschluß etwa 400 m nördlich des Weilers Rettenbach und 4,5 km Luftlinie südlich Westendorf. Rechtswert 365900, Hochwert 250950.
- **Fundpunkt Probennummer 032**
Kelchsauer Achental: Straßenaufschluß 20–30 m südwestlich der engen Kurve nahe Gehöft Stecklbauer, 1,3 km nördlich von Kelchsau. Rechtswert 359850, Hochwert 252175.

25 weitere Proben vor allem aus der Nachbarschaft dieser drei fossilreichen Proben enthielten ebenfalls Acritarchen. Ihr Erhaltungszustand und/oder spärliches Auftreten sowie das Vorherrschen merkmalsarmer Vertreter ließen zwar noch eine Einstufung in das untere bis mittlere Ordovizium zu, schlossen jedoch eine präzisere Altersangabe bisher aus. Einige Proben führten auch nicht näher bestimmbar organische Reste, die als Bruchstücke von Chitinozoen gedeutet werden können. Die fossilführenden Proben sind als mittel- bis dunkelgraue, selten schwärzlichgraue, vorherrschend dünnplattige, vereinzelt auch feinblättrige Phyllite anzusprechen.

3. Fossilbefund

Die in den drei fossilreichen Proben nachgewiesenen Acritarchen sind gut erhalten. Die Farbe ihrer Hüllen variiert zwischen dunkelgrau und schwarz. Dies entspricht etwa einer organischen Metamorphose des Se-

mianthrazit- bis Anthrazitstadiums. Zur exakten Identifizierung der Acritarchen war deshalb eine Untersuchung im kombinierten Durchlicht-Auflicht-Verfahren erforderlich. In den Acritarchen-Spektren sind neben zahlreichen merkmalsarmen, sphaeromorphen und acanthomorphen Spezies einige anteilmäßig seltene, merkmalspezifische, charakteristische Formen zugegen. Letztere sind erfahrungsgemäß für eine biostratigraphische Aussage besonders wichtig. Dazu gehören in den drei fossilreichen Proben die Vertreter der Gattung *Striatotheca*, die eine deutlich sichtbare, fächerartige Streifung aufweisen. Die Vertreter der Gattungen *Striatotheca* und *Coryphidium* setzen nach MARTIN (1982) zwar schon im höchsten Tremadoc ein, sind aber typisch für das Arenig. Vertreter der Gattungen *Pirea*, *Tetraniveum* und *Frankea* sowie *Stelliferidium striatulum* treten jedoch erstmalig im Verlauf des Arenig auf.

3.1. Liste der identifizierten Genera und Spezies

- Genus *Acanthodiacrodidium* (TIMOFEEV) DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD 1962
A. complanatum (DEUNFF) MARTIN 1977
A. uniforme BURMANN 1968
- Genus *Actinotodissus* LOEBLICH & TAPPAN 1978
A. achraasi (MARTIN) YIN LEI MING 1986
- Genus *Asketopalla* LOEBLICH & TAPPAN 1969
A. formosula LOEBLICH & TAPPAN 1969
- Genus *Baltisphaeridium* EISENACK 1958
B. crinitum MARTIN 1978
B. hirsutoides (EISENACK) EISENACK 1958
- Genus *Coryphidium* VAVRDOVÁ 1972
C. baraka CRAMER & DIEZ 1976
C. bohemicum VAVRDOVÁ 1972
C. minutum CRAMER & DIEZ 1976
- Genus *Cymatiosphaera* WETZEL 1933
C. cf. mirabilis DEUNFF 1958
- Genus *Dictyotidium* EISENACK 1955
D. cf. dentatum VAVRDOVÁ 1976
- Genus *Frankea* BURMANN 1970
F. hamulata BURMANN 1970
- Genus *Micrhystridium* DEFLANDRE 1937
M. inconspicuum aremoricum PARIS & DEUNFF 1970
- Genus *Orthosphaeridium* EISENACK 1968
O. octospinosum (EISENACK) MARTIN 1983
O. ternatum BURMANN 1970
- Genus *Pirea* VAVRDOVÁ 1972
P. dubia VAVRDOVÁ 1972
- Genus *Polygonium* VAVRDOVÁ 1966
P. gracile VAVRDOVÁ 1966
- Genus *Priscogalea* DEUNFF 1961
P. fimbria RASUL 1974
- Genus *Solisphaeridium* STAPLIN, JANSONIUS & POCKOCK 1965
S. nanum (DEFLANDRE) TURNER 1984
- Genus *Stellechinatum* TURNER 1984
S. uncinatum (DOWNIE) MOLYNEUX 1987
- Genus *Stelliferidium* DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974
S. modestum (GÓRKA) DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974
S. striatulum (VAVRDOVÁ) DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974

- Genus *Striatotheca* BURMANN 1970
S. principalis parva BURMANN 1970
S. mutua BURMANN 1970
- Genus *Tectitheca* BURMANN 1968
T. additionalis BURMANN 1968
- Genus *Tetraniveum* VAVRDOVÁ 1976
T. arenigum arenigum (VAVRDOVÁ) VAVRDOVÁ 1976
T. arenigum cumbriense MOLYNEUX 1988
- Genus *Tylotopalla* LOEBLICH 1970
- Genus *Veryhachium* DEUNFF 1956
V. confecta MARTIN 1968
V. reductum (DEUNFF) JEKHOWSKY 1961
V. trispinosum (EISENACK) DEUNFF 1959
V. trisulcum (DEUNFF) DEUNFF 1956

4. Schlußfolgerungen

- ① Die Acritarchen-Spektren der drei fossilreichen Proben sind sehr gut mit jenen aus dem Arenig von Marokko (CRAMER & DIEZ, 1977), Sardinien (ALBANI, 1989), Belgien (MARTIN, 1977), Frankreich (MARTIN, 1973; RAUSCHER, 1973), England (DOWNIE, 1974; MOLYNEUX, 1987) und des Sächsischen Vogtlands (BURMANN, 1976) korrelierbar. Sie werden daher dem Arenig zugeordnet.

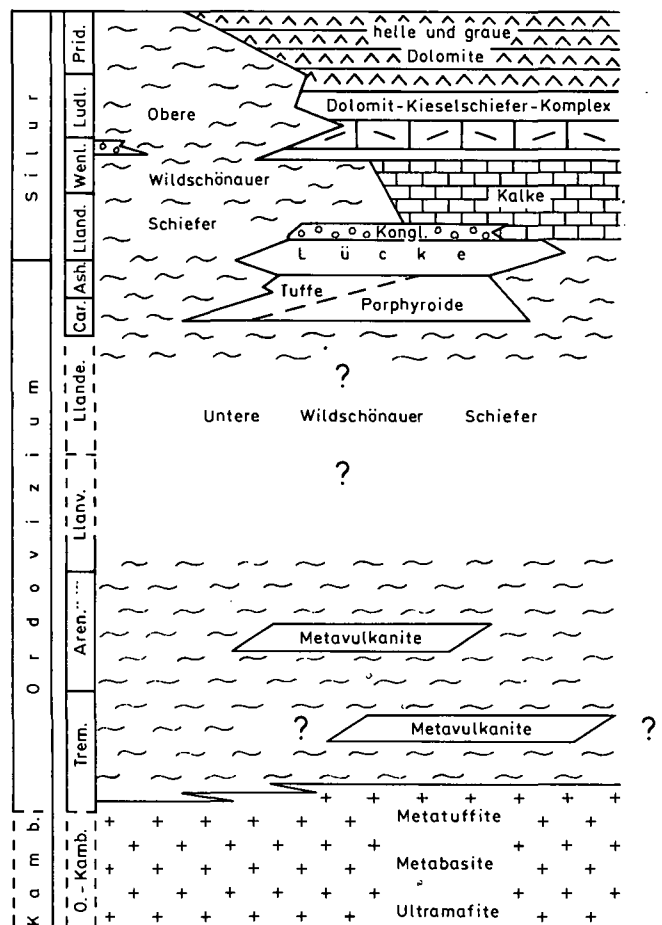


Abb. 3. Fazieschema des prädevonischen Gesteinsinhalts der Nördlichen Grauwackenzone in den Kitzbüheler Alpen. Nach MOSTLER (1983) und mit eigenen Ergänzungen. Prid. = Pridoli; Ludl. = Ludlow; Wenl. = Wenlock; Lland. = Llandovery; Ash. = Ashgill; Car. = Caradoc; Lland. = Llandeilo; Llanv. = Llanvirn; Aren. = Arenig; Trem. = Tremadoc; Kamb. = Kambrium.

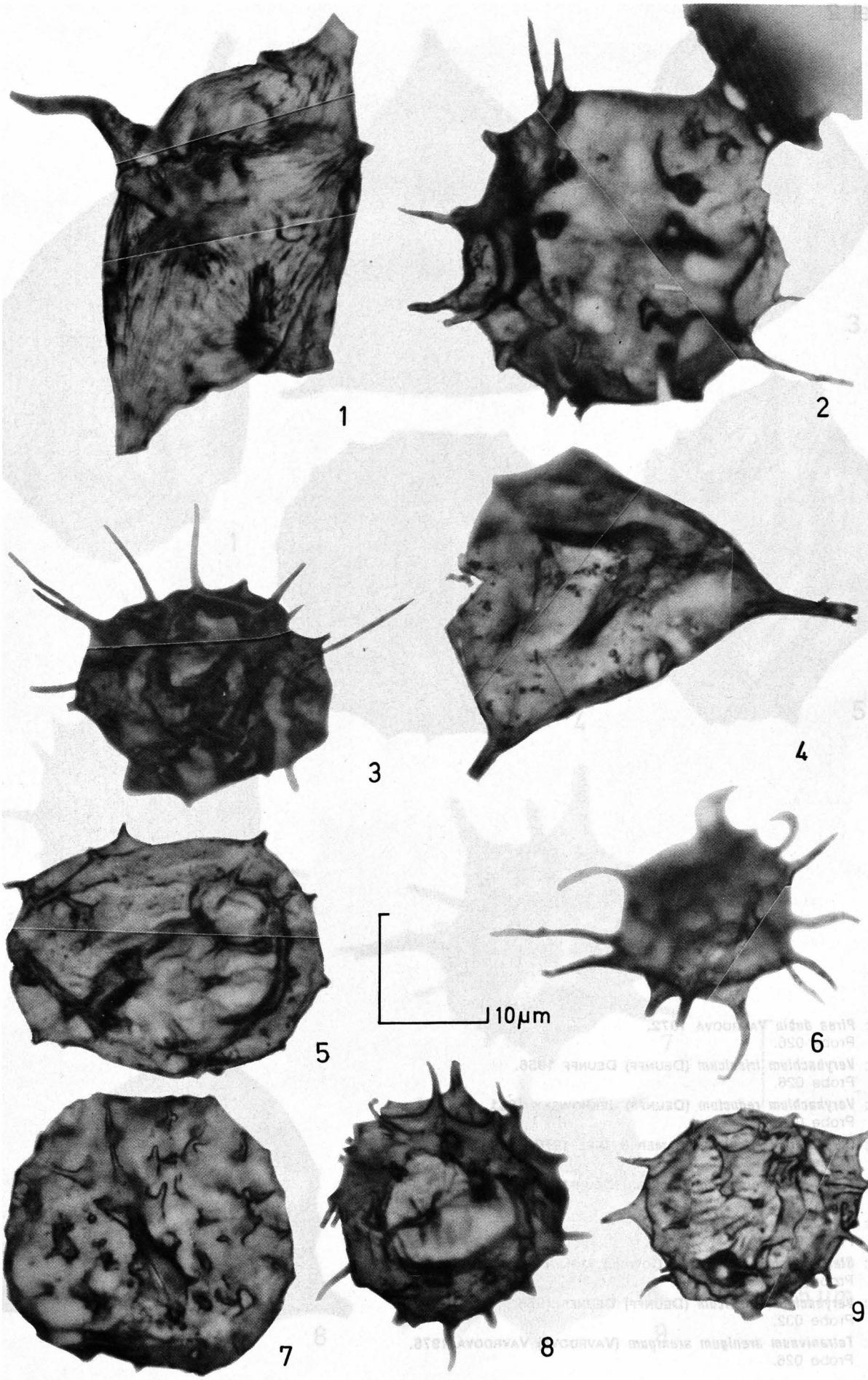
- ② Sie weisen nach der Definition von VAVRDOVÁ (1974) eine eindeutige Zugehörigkeit zur "Mediterranen Provinz" auf. Diese Zugehörigkeit wird vor allem durch das Auftreten der Genera *Acanthodiacrodium*, *Coryphidium* und *Striatotheca* indiziert. Die polar beeinflusste Mediterrane Provinz umfaßte im Arenig die Bereiche Nordafrika, Mittel- und Südeuropa, Südengland und Ostneufundland.
- ③ Die drei fossilreichen Proben stammen nach dem feldgeologischen Befund aus mittleren Teilen der Unteren Wildschönauer Schiefer. Im Windauer Achenal sind neben den dominierenden Phylliten auch Metasilite, Quarzite und Metavulkanite vertreten. Die um den Fossilfundpunkt im Kelchsauer Achenal aufgeschlossene Gesteinsfolge wird durch einförmige Phyllite (Metapelite) repräsentiert.
- ④ Unter Berücksichtigung der bisherigen biostratigraphischen Altersdatierungen aus dem Zeitraum Caradoc bis Karbon, ferner des Tremadoc (REITZ & HÖLL, 1989) und nunmehr des Arenig, bleibt die Zeitspanne Llanvirn-Llandeilo in der Nördlichen Grauwackenzone noch ohne Fossilbeleg. Wir vermuten, daß ein Teil der Unteren Wildschönauer Schiefer dieser Zeitspanne zugehörig ist. Wir sind bemüht, diese Lücke zu schließen.

Dank

Vorliegende Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) (Az.: Ho 488/18-1) finanziell gefördert. Wir danken für diese Unterstützung.

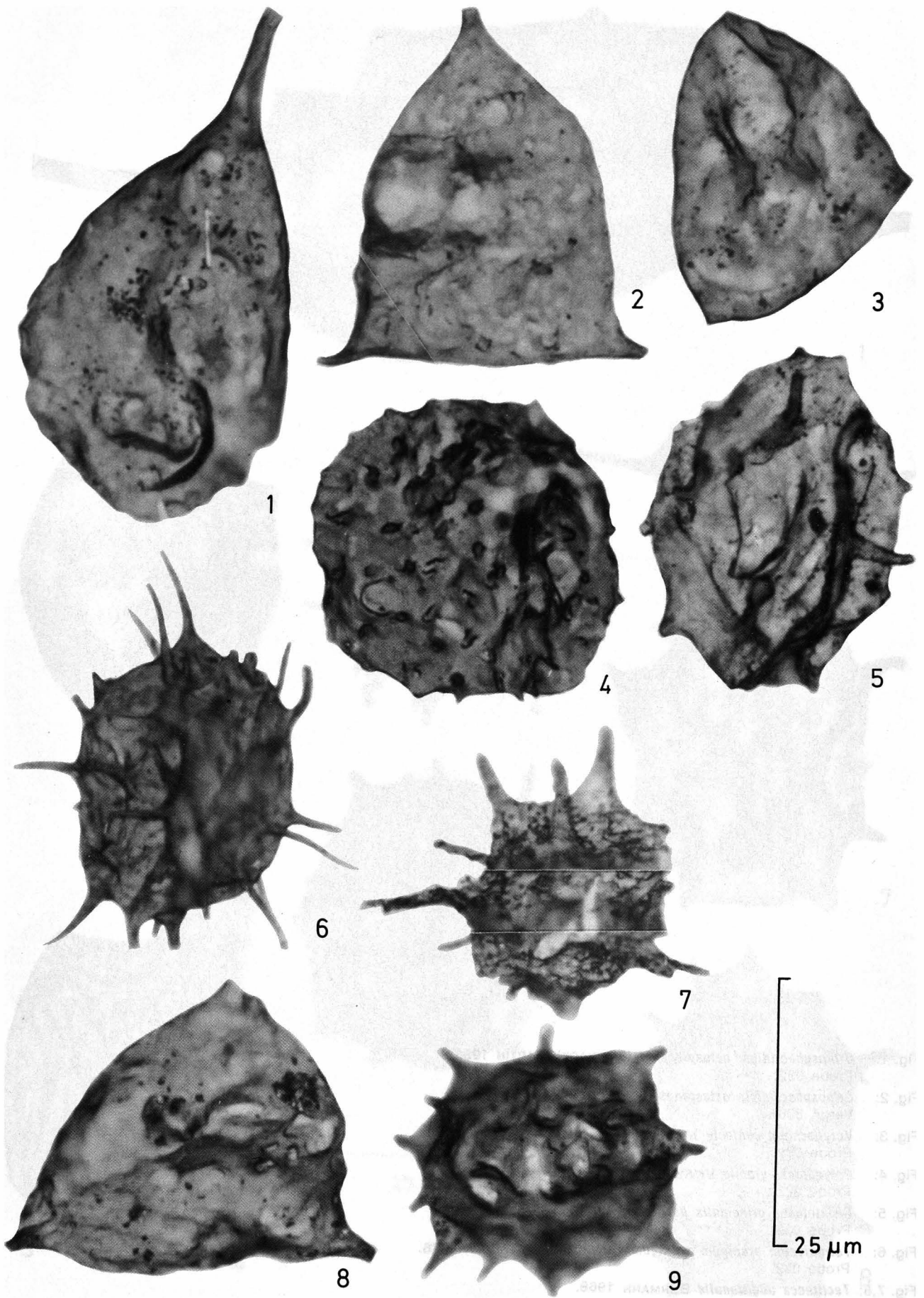
Tafel 1

- Fig. 1: *Striatotheca mutua* BURMANN 1970.
Probe 250.
- Fig. 2: *Tetraniveum arenigum cumbriense* MOLYNEUX in MOLYNEUX & RUSHTON 1988.
Probe 026.
- Fig. 3: *Baltisphaeridium hirsutoides* (EISENACK) EISENACK 1958.
Probe 026.
- Fig. 4: *Frankea hamulata* BURMANN 1970.
Probe 026.
- Fig. 5: *Acanthodiacrodium complanatum* (DEUNFF) MARTIN 1977.
Probe 026.
- Fig. 6: *Tetraniveum arenigum arenigum* (VAVRDOVÁ) VAVRDOVÁ 1976.
Probe 032.
- Fig. 7: *Coryphidium baraka* CRAMER & DIEZ 1976, Probe 026.
- Fig. 8: *Coryphidium bohemicum* VAVRDOVÁ 1972.
Probe 026.
- Fig. 9: *Coryphidium bohemicum* VAVRDOVÁ 1972.
Probe 032.



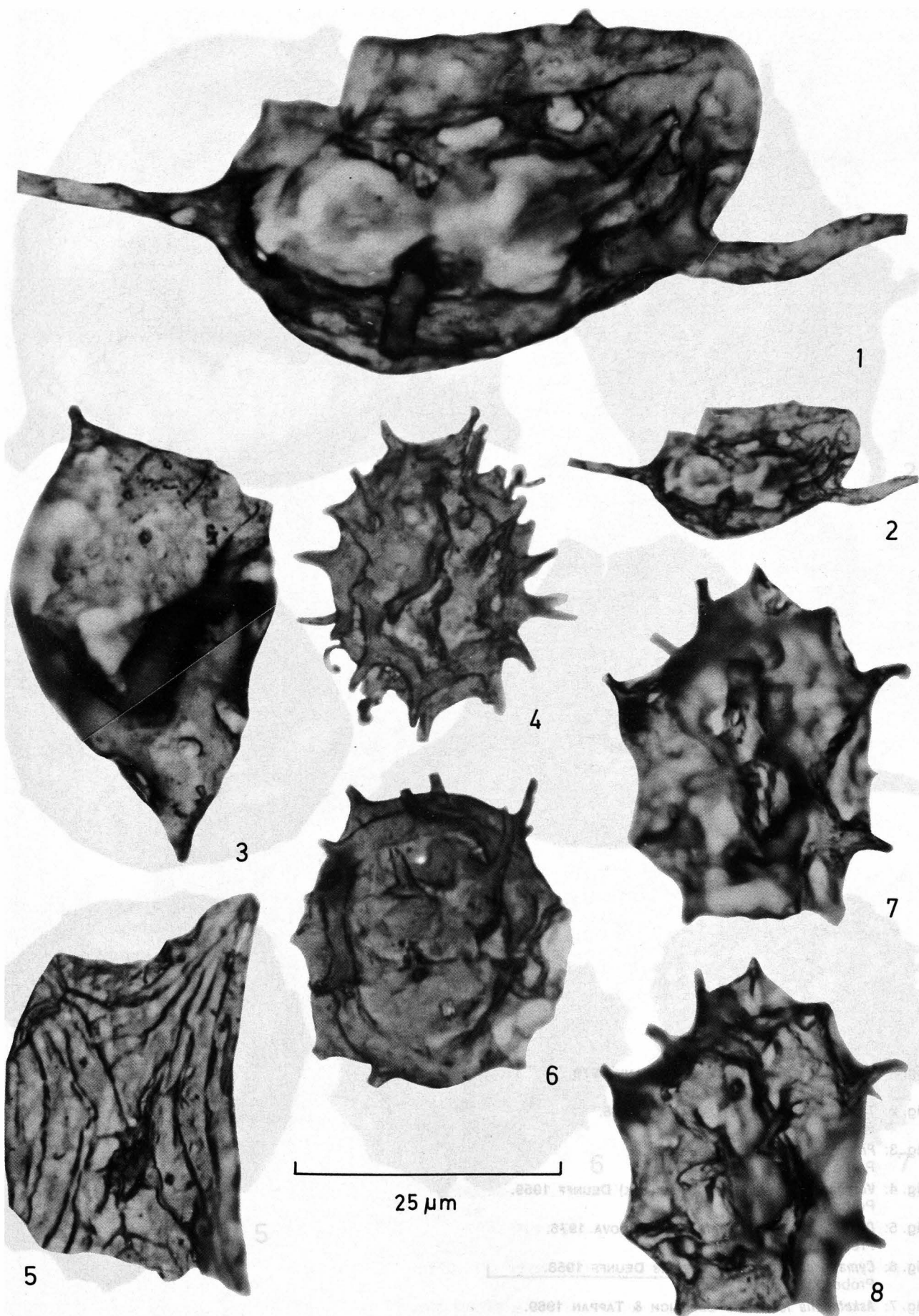
Tafel 2

- Fig. 1: *Pirea dubia* VAVRDOVÁ 1972.
Probe 026.
- Fig. 2: *Veryhachium trisulcum* (DEUNFF) DEUNFF 1956.
Probe 026.
- Fig. 3: *Veryhachium reductum* (DEUNFF) JEKHOWSKY 1961.
Probe 026.
- Fig. 4: *Coryphidium minutum* CRAMER & DIEZ 1976.
Probe 032.
- Fig. 5: *Acanthodiacrodium complanatum* (DEUNFF) MARTIN 1977.
Probe 032.
- Fig. 6: *Polygonium gracile* VAVRDOVÁ.
Probe 026.
- Fig. 7: *Stellechinatum uncinatum* (DOWNIE) MOLYNEUX 1987.
Probe 026.
- Fig. 8: *Veryhachium trisulcum* (DEUNFF) DEUNFF 1956.
Probe 032.
- Fig. 9: *Tetraniveum arenigum arenigum* (VAVRDOVÁ) VAVRDOVÁ 1976.
Probe 026.



Tafel 3

- Fig. 1: *Orthosphaeridium octospinosum* (EISENACK) MARTIN 1983.
Probe 032.
- Fig. 2: *Orthosphaeridium octospinosum*.
Vergr. 800x.
- Fig. 3: *Veryhachium confecta* MARTIN 1968.
Probe 032.
- Fig. 4: *Polygonium gracile* VAVRDOVA 1966.
Probe 032.
- Fig. 5: *Striatotheca principalis parva* BURMANN 1970.
Probe 032.
- Fig. 6: *Tetraniveum arenigum arenigum* (VAVRDOVA) VAVRDOVA 1976.
Probe 032.
- Fig. 7,8: *Tectitheca additionalis* BURMANN 1968.
Probe 032.



Tafel 4

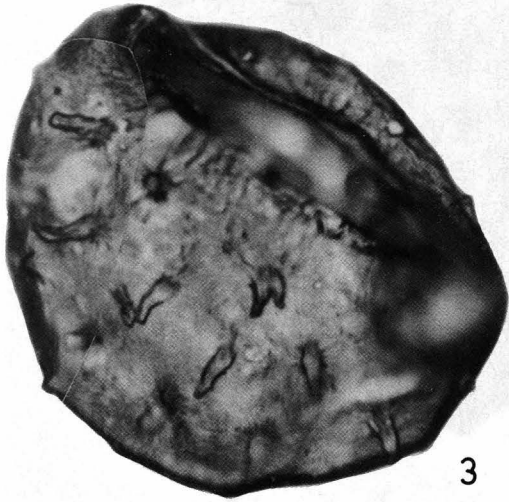
- Fig. 1: *Orthosphaeridium ternatum* BURMANN 1979.
Probe 032.
- Fig. 2: *Tectitheca additionalis* BURMANN 1968.
Probe 032.
- Fig. 3: *Priscogalea fimbria* RASUL 1974.
Probe 032.
- Fig. 4: *Veryhachium trispinosum* (EISENACK) DEUNFF 1959.
Probe 032.
- Fig. 5: *Dictyotidium* cf. *D. dentatum* VAVRDOVÁ 1976.
Probe 032.
- Fig. 6: *Cymatiosphaera* cf. *C. mirabilis* DEUNFF 1958.
Probe 032.
- Fig. 7: *Asketopalla formosula* LOEBLICH & TAPPAN 1969.
Probe 032.



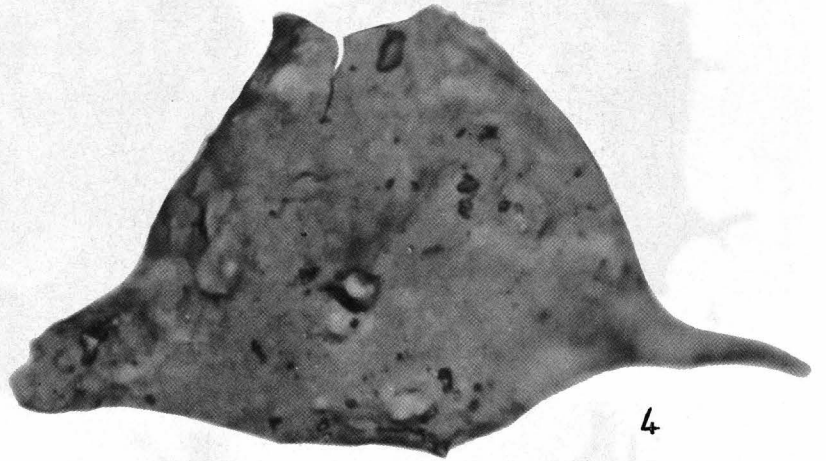
1



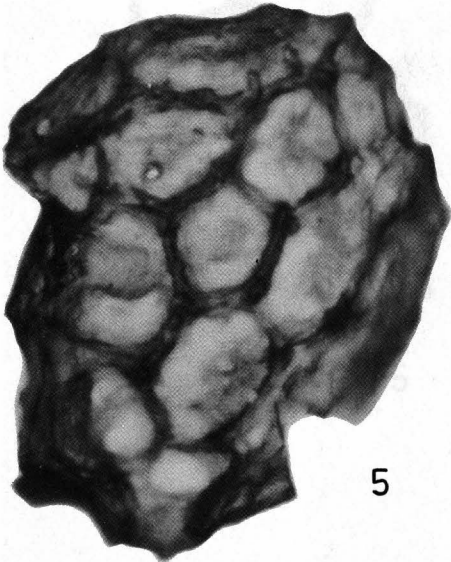
2



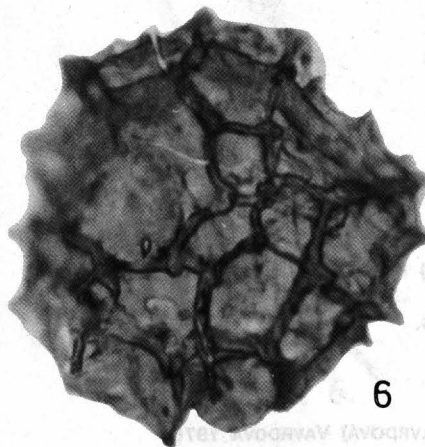
3



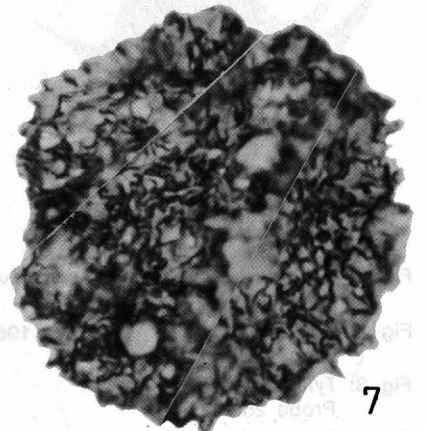
4



5



6

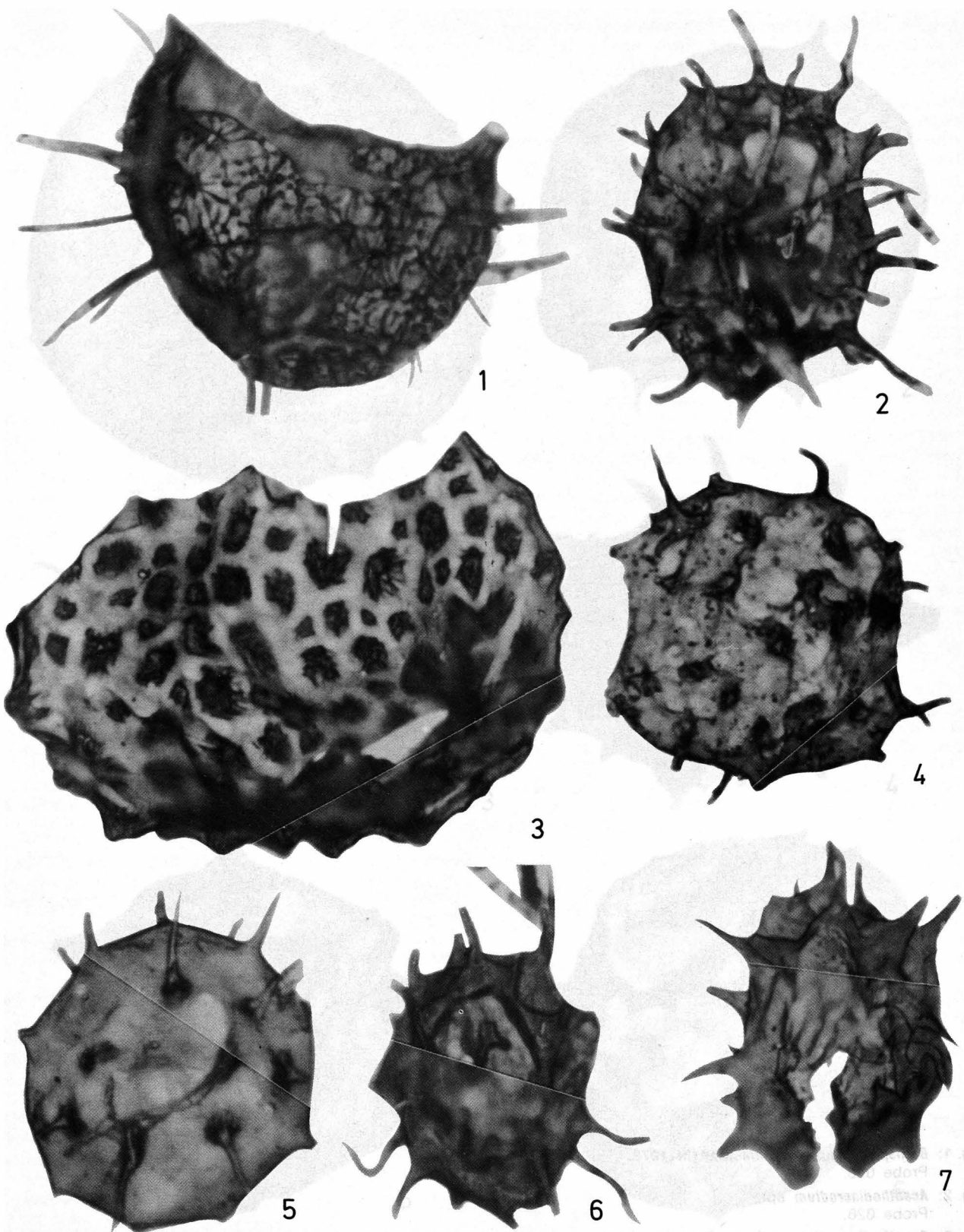


7

25µm

Tafel 5

- Fig. 1: *Stelliferidium striatulum* (VAVRDOVA) DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974.
Probe 026.
- Fig. 2: *Polygonium gracile* VAVRDOVA 1966.
Probe 026.
- Fig. 3: *Tylotopalla* sp..
Probe 250.
- Fig. 4: *Tetraniveum arenigum arenigum* (VAVRDOVA) VAVRDOVA 1976.
Probe 250.
- Fig. 5: *Solisphaeridium nanum* (DEFLANDRE) TURNER 1984.
Probe 026.
- Fig. 6: *Actinotodissus achraisi* (MARTIN) YIN LEIMING 1986.
Probe 026.
- Fig. 7: *Micrhystridium inconispinum aremoricatum* PARIS & DEUNFF 1970.
Probe 026.

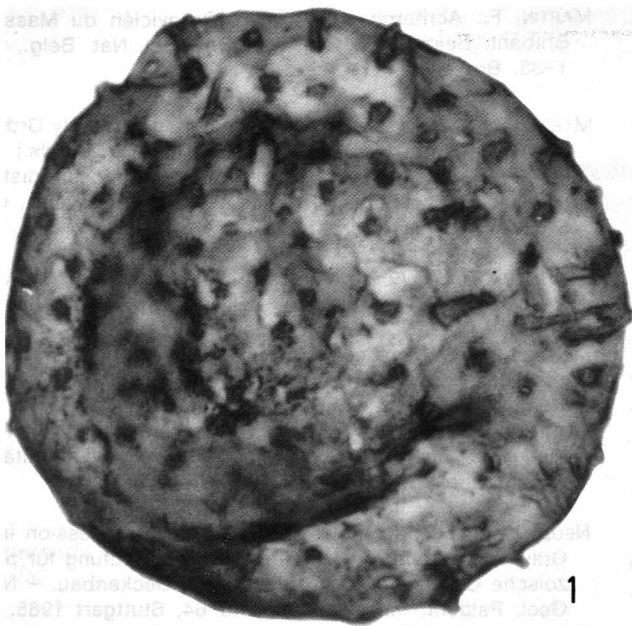


25 μm

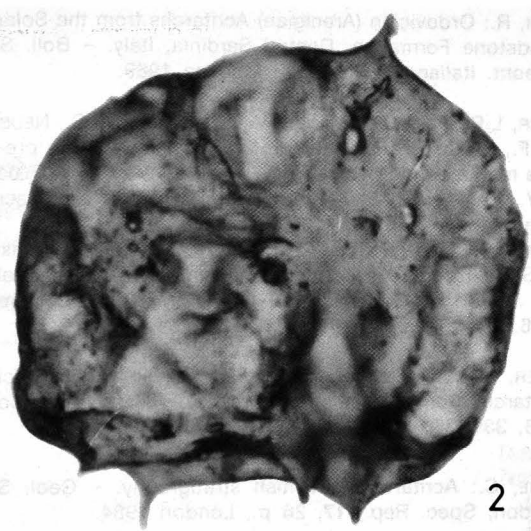
Fig. 7: *Stelliferium modestum* (GORKA) DEUMER, GORKA & RAUSCHER 1974. Probe 032.
 Fig. 6: *Stelliferium modestum* (GORKA) DEUMER, GORKA & RAUSCHER 1974. Probe 032.
 Fig. 5: *Stelliferium modestum* (GORKA) DEUMER, GORKA & RAUSCHER 1974. Probe 032.
 Fig. 4: *Tectifera sublineata* BURMANN 1958. Probe 032.
 Fig. 3: *Acanthostrellum radiatum* BURMANN 1958. Probe 250.
 Fig. 2: *Acanthostrellum radiatum* BURMANN 1958. Probe 030.
 Fig. 1: *Acanthostrellum radiatum* BURMANN 1958. Probe 030.

Tafel 6

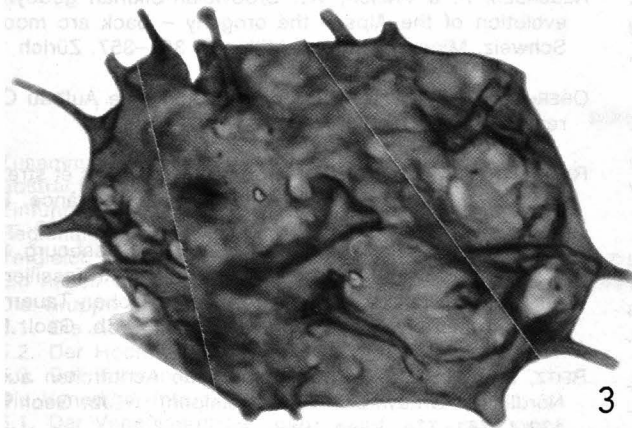
- Fig. 1: *Baltisphaeridium crinitum* MARTIN 1978.
Probe 026.
- Fig. 2: *Acanthodiacrodium* sp..
Probe 026.
- Fig. 3: *Acanthodiacrodium uniforme* BURMANN 1968..
Probe 250.
- Fig. 4: *Tectitheca additionalis* BURMANN 1968.
Probe 032.
- Fig. 5: *Tectitheca additionalis* BURMANN 1968.
Probe 250.
- Fig. 6: *Stelliferidium modestum* (GÓRKA) DEUNFF, GÓRKA & RAUSCHER 1974.
Probe 032.



1



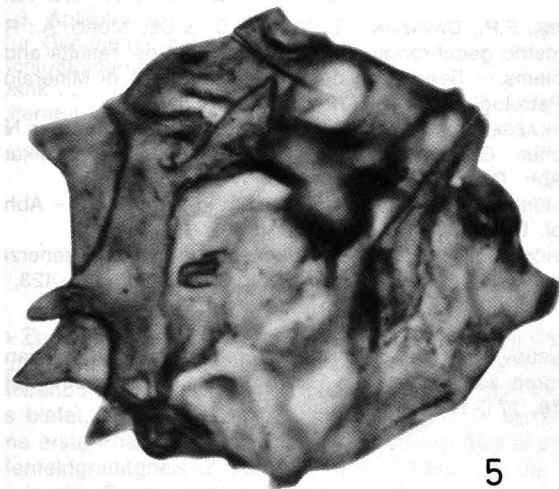
2



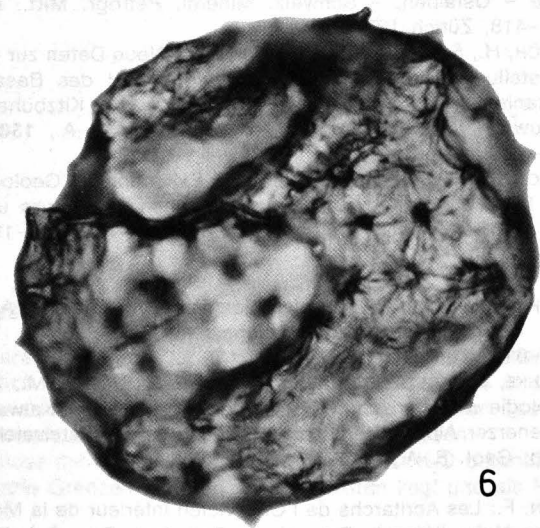
3



4



5



6

25 µm

Literatur

- ALBANI, R.: Ordovician (Arenigian) Acritarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy. – *Boll. Soc. Paleont. Italiana*, **28/1**, 3–37, Modena 1989.
- BECKER, L.P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F.P. & SCHRAMM, J.M.: Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECUŁA, (eds.): *Mineralia slovacica – Monograph*, 1987, 69–106, Bratislava 1987.
- BURMANN, G.: Übersicht über das ordovizische Mikroplankton im Südtteil der DDR (Vogtland, Wildenfesler Zwischengebirge). – *Jb. f. Geologie*, **7/8** (1971/1972), 47–62, Berlin 1976.
- CRAMER, H.F. & DIEZ, M.d.C.R.: Late Arenigian (Ordovician) acritarchs from Cis-Saharan Morocco. – *Micropaleontology*, **23/3**, 339–360, New York 1977.
- DOWNIE, C.: Acritarchs in British stratigraphy. – *Geol. Soc. London, Spec. Rep.*, **17**, 26 p., London 1984.
- FLÜGEL, H.W.: Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt. Übersicht und Problematik. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/2**, 181–221, Wien 1990.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian – Variscan Cycle. – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 47–68, Stuttgart 1984.
- GIESE, U.: Lower Paleozoic volcanic evolution at the northwestern border of the Gurktal nappe, Upper Austroalpine, Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68/3**, 381–396, Zürich 1988.
- HEINISCH, H.: Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – 291 S., Unveröff. Habilitationsschrift, Univ. München 1986.
- HEINISCH, H.: Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 407–418, Zürich 1988.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K.: Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/2**, 163–173, Wien 1987.
- HEINISCH, H. & SCHLAEGEL-BLAUT, P.: Exkursion 7: Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Paß Thurn und Zell am See. – *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **135**, 167–184, Wien 1990.
- LOESCHKE, J.: Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – *Geol. Rdsch.*, **78**, 599–616, Stuttgart 1989.
- LOESCHKE, J., KRETSCHMAR, T., LANGER, V. & STRECK, M.: Zur Geologie der Norischen Decke nordwestlich von Kalwang (Eisenerzer Alpen, Steirische Grauwackenzone/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/2**, 345–363, Wien 1990.
- MARTIN, F.: Les Acritarchs de l'Ordovicién inférieur de la Montagne Noire (Hérault, France). – *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, **48/10**, 1–61, Bruxelles 1973.
- MARTIN, F.: Acritarchs du Cambro-Ordovicién du Massif de Brabant, Belgique. – *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, **51/1**, 1–33, Bruxelles 1977.
- MARTIN, F.: Some aspects of late Cambrian and early Ordovician acritarchs. – In: BASSET, M.G. & DEAN, W.T. (eds.): *The Cambrian-Ordovician boundary: sections, fossil distributions and correlations.* – National Museum of Wales, Geol. Series, **3**, 29–40, Cardiff 1982.
- MOLYNEUX, S.G.: Acritarchs and Chitinozoa from the Arenig Series of South-west Wales. – *Bull. Brit. Museum Nat. Hist. (Geol.)*, **41/3**, 309–364, London 1987.
- MOSTLER, H.: Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone (Salzburg – Tirol). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbr.*, **12**, 341–359, Innsbruck 1983.
- MOSTLER, H.: Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell am See – Salzburg. – *Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A.*, **5**, 105–115, Wien 1984.
- NEUBAUER, F.: Eine präoberordovizische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) und ihre Bedeutung für paläozoische Geodynamik und alpidischen Deckenbau. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg. **1985**, 46–64, Stuttgart 1985.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W.: Ordovician-Silurian geodynamic evolution of the Alps – the orogeny – back arc model. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 351–357, Zürich 1989.
- OBERHAUSER, R. (Wiss. Red.): *Der geologische Aufbau Österreichs.* – 699 S., Berlin (Springer) 1980.
- RAUSCHER, R.: Recherches micropaléontologiques et stratigraphiques dans l'Ordovicién et le Silurién en France. Etude des Acritarches, des Chitinozoaires et des Spores. – *Bull. Serv. Géol. Alsace-Lorraine*, **33**, 224 p., Strasbourg 1973.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habach-Formation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/2**, 229–240, Wien 1988.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/4**, 761–774, Wien 1989.
- SASSI, F.P., CAVAZZINI, G., VISONA, D. & DEL MORO, A.: Radiometric geochronology in the Eastern Alps: results and problems. – *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **40**, 187–224, Roma 1985.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P.: Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum. – *Abh. Geol. B.-A.*, **43**, 1–149, Wien 1990.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 124 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 361–423, Wien 1982.
- VAVRDOVÁ, M.: Geographical differentiation of Ordovician acritarch assemblages in Europe. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **18**, 171–175, Amsterdam 1974.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. März 1991.

Geologisch-petrographische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung des Tauernfensters am Ostrand des Venedigermassivs (Hohe Tauern)

Von ANDREAS SCHERMAIER*)

Mit 13 Abbildungen und 6 Tabellen

*Salzburg
Osttirol
Tauernfenster
Zentralgneise
Migmatite
Riffdecke
Altkristallin
Variszikum*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 152*

Inhalt

Zusammenfassung	345
Abstract	346
1. Einführung und Problemstellung	346
2. Regionalgeologischer Überblick	346
3. Vergleich der bisher vorliegenden geologischen Karten vom Bereich Fürther Hütte – Abretterkopf – Sandeben	348
4. Ein neues Gliederungsprinzip der Gesteine am Ostrand des Venedigermassivs	351
5. Die Gruppe der älteren Gneise und Granitoide	352
5.1. Die Abretterkopffolge	352
5.2. Der Hochweißenfeldgneiskomplex	353
5.3. Der Kratzenbergsee-Migmatit	356
6. Die Venediger-Intrusivgeneration	358
6.1. Der Venedigergneis	358
6.2. Der Weißenneck-Dichtenseegneis	360
6.3. Aplitgneise	362
7. Zur Geochemie der Granitoide	362
8. Schlußfolgerungen	364
Dank	365
Literatur	365

Zusammenfassung

Im Zuge einer Kartierung im Maßstab 1 : 10.000 im Oberen Hollersbachtal und der anschließenden petrographischen Bearbeitung erwies sich, daß der hier aufgeschlossene Intrusionsbereich des Zillertal-Venediger Zentralgneiskörpers in das anschließende „Altkristallin“ einen hervorragenden Einblick in die variszische Entwicklungsgeschichte des mittleren Tauernfensters bietet. Für diese Zeit läßt sich hier eine im wesentlichen zweiphasige geologische Entwicklung ableiten:

Eine erste Phase führt zu einer hochgradigen Regionalmetamorphose mit Anatexis. Dabei bildet sich der K₂O-betonte Hochweißenfeldgranitgneis (Zirkon-Alter 308±12 Mio. J.), der ohne scharfe Grenzen inmitten von Anatexiten liegt und als Produkt einer in-situ Granitisation angesehen wird.

Nach einer wahrscheinlich sehr raschen Hebung und Abkühlung des anatektischen Baues intrudiert – mit scharfen Grenzen zur Umgebung – in einer zweiten Phase (spätes Oberkarbon, frühes Perm ?) der kalkalkalische Venedigerpluton samt Ausläufern und Nachschüben.

Der leukogranodioritische Weißenneck-Dichtenseegneis wird als eine isolierte Abspaltung vom Venedigerpluton interpretiert.

*) Anschrift des Verfassers: Mag. ANDREAS SCHERMAIER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, Hellbrunnerstraße 34, 5020 Salzburg.

Geological and Petrographical Investigations on the Pre-Alpidic Development of the Tauern Window (Eastern Margin of Venediger Massif, Hohe Tauern)

Abstract

The Upper Hollersbach valley of the Hohe Tauern (Central Tauern Window, Eastern Alps) provides some insight into the Pre-Alpine evolution of the Central Tauern Window. Two variscan events can be documented:

A high grade regional metamorphism led first to the formation of anatexites and to the genesis of deep seated crustal-derived K₂O-rich granitic melts (Hochweißfeld gneiss; Zircon-age 308±12 m.a.).

These deeper crustal products were rapidly uplifted and cooled, then the tonalites and granodiorites of the Zillertal-Venediger suite intruded in a high plutone level.

1. Einführung und Problemstellung

Die präalpidischen geologischen Vorgänge stellen schon seit Jahrzehnten ein wesentliches Problem der Tauerngeologie. Obwohl heute eine im wesentlichen variszische Entstehung der sauren Plutone als Edukte der heutigen Zentralgneise allgemein anerkannt ist, und prinzipiell auch die Existenz voralpidischer Strukturen und „vortauernkristalliner“ Mineralrelikte anerkannt ist, konnte man doch wegen der alpidischen Überprägung, was die Zentralgneise und das sogenannte Altkristallin der Hohen Tauern betrifft, bislang nur wenig an konkreten geologischen Entwicklungsabläufen mit Sicherheit rekonstruieren.

Da die primären Beziehungen der heute vergneisten präalpidischen Sedimente, Vulkanite und Granitoide bzw. deren Entstehungsmilieu infolge der alpidischen Tektonisierung und Metamorphose im Gelände oft schwer durchschaubar sind, wurden in letzter Zeit verstärkt moderne geochemische, isotopechemische, radiometrische und zirkontypologische Untersuchungsmethoden herangezogen, mit deren Hilfe man einige Vorstellungen über die voralpidische Krustenentwicklung im Tauernfenster erhielt. So wurde neuerdings, den Arbeiten von H.P. STEYRER (1983) und H.P. STEYRER & V. HÖCK (1985) folgend, aufgrund geochemischer und zirkontypologischer Ergebnisse für den Bereich der Habachserie und des Altkristallins ein ausgedehnter altpaläozoischer Inselbogen und back-arc Magmatismus gefordert (W. FRISCH & D. RAAB, 1987; G. VAVRA & W. FRISCH, 1989). Wie jüngste Nd-Isotopenuntersuchungen zeigen, sind aber im Bereich des mittleren Tauernfensters zumindest bereichsweise auch ältere, vermutlich mittelproterozoische, Krustenkomponenten vorhanden (A. VON QUADT in A. SCHERMAIER et al., 1990).

Die vorliegende Arbeit bringt nun hauptsächlich von den örtlichen Lagerungs- und Intrusionsverhältnissen ausgehend einen weiteren Beitrag zur Kenntnis der präalpidischen Entwicklungsgeschichte der Zentralgneise und des Altkristallins im mittleren Tauernfenster, und zwar am Ostrand des Zillertal- und Venediger-Zentralgneiskörpers im Talschluß des Hollersbachtals gegen das Matreier Tauerntal (vgl. Abb. 1). Dort sind nämlich die voralpidischen Intrusionsverhältnisse und die voralpidischen Strukturen von der alpidischen Deformation besonders verschont geblieben. Es konnte so die Reihenfolge der Platznahme der dortigen Granitoide sowie ihr jeweiliges Entstehungsmilieu und die Beziehung zu präalpidischen Deformationsphasen aufgeklärt werden.

2. Regionalgeologischer Überblick

Zwischen den Zentralgneiskörpern des Zillertal-Venedigerkerns und des Granatspitzkerns (vgl. Abb. 1) befinden sich vorwiegend altkristalline Serien, die einen recht variablen Gesteinsbestand aufweisen und zudem häufig migmatisch beeinflusst und aplitisch injiziert sind (Serie der Alten Gneise O. SCHMIDEGG, 1961; G. FRASL & W. FRANK, 1966). Der migmatische Komplex lagert deckenförmig über der nicht migmatischen, also niedrigermetamorphenen, im wesentlichen metavulkanitischen Hülle des Granatspitzkerns und wird im Hinblick auf die orts- und lagerungsmäßige Fortsetzung vergleichbarer Gesteinsfolgen in der westlichen Glocknergruppe unter der Bezeichnung Riffeldecke(n) zusammengefaßt (H.P. CORNELIUS, 1930; H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939).

Wenngleich auch prinzipiell Einigkeit bezüglich der Deckennatur herrscht, besteht bislang kein Konsens, was die Abgrenzung des Riffeldecken Kristallins, das Alter der Überschiebung und die Intertektonik der Riffeldecke(n) betrifft (vgl. dazu z.B. G. FUCHS, 1958, 1962; W. FRANK, 1969; A. TOLLMANN, 1975, 1977; W. FRISCH, 1977, 1980).

Die divergenten Meinungen zur Tektonik sind vor allem im Auftreten kleiner, teilweise karbonatführender Quarzitvorkommen innerhalb und an der Basis der Riffeldecken-Einheit begründet. Während diesen Quarziten von manchen Autoren triadisches Alter zugesprochen wird (z.B. G. FUCHS, 1958; A. TOLLMANN, 1975; W. FRANK, Ch. MILLER & G. PESTAL, 1987), sehen andere in ihnen normale syngenetische Schichtglieder einer paläozoischen Schichtfolge (z.B. O. SCHMIDEGG, 1961; W. FRISCH, 1977). Entsprechend der unterschiedlichen Alterseinstufung dieser Quarzitspäne ergeben sich auch prinzipielle Unterschiede in den tektonischen Konzepten. Dazu kommt – aber schon weit außerhalb des hier beschriebenen Intrusionsgebietes – die stellenweise komplizierte Verzahnung mit Bündnerschiefern im Hangenden des Riffeldeckenkristallins, welche ebenfalls einen wesentlichen Grund für die unterschiedlichen tektonischen Gliederungen darstellt (im Detail siehe H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939; G. FUCHS, 1958, 1962; W. FRANK, 1969; A. TOLLMANN, 1975, 1977; W. FRISCH, 1977, 1980).

Innerhalb des Riffeldecken-Kristallins befinden sich jedenfalls mehrere größere granitische Gneiskörper (vgl. Abb. 1), deren Zuordnung und Interpretation derzeit aber auch noch recht unterschiedlich gehandhabt wird (vgl. G. FUCHS, 1958; A. TOLLMANN, 1975, 1977; D. RAAB, 1983; W. FRANK, Ch. MILLER & G. PESTAL 1987;

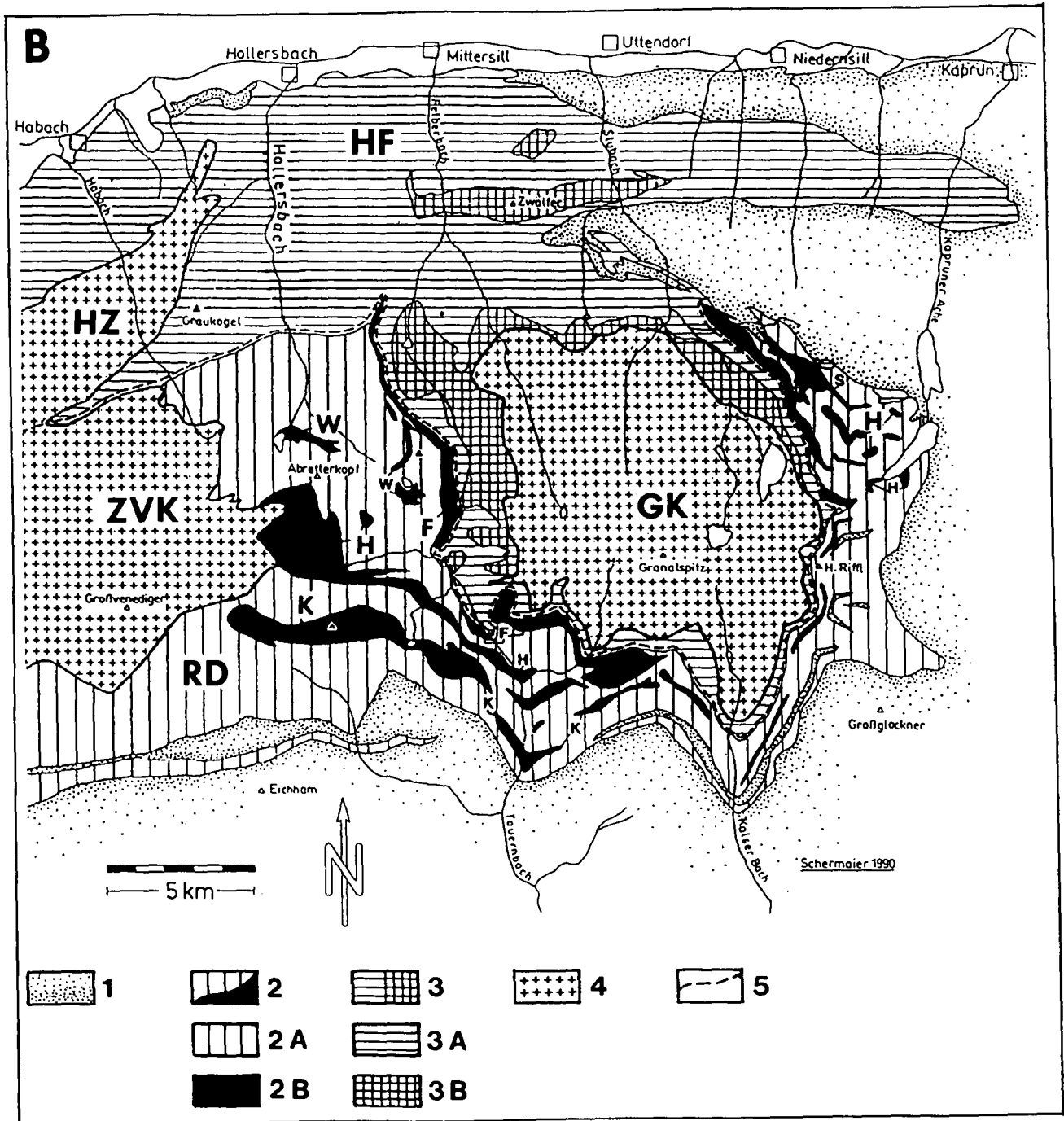
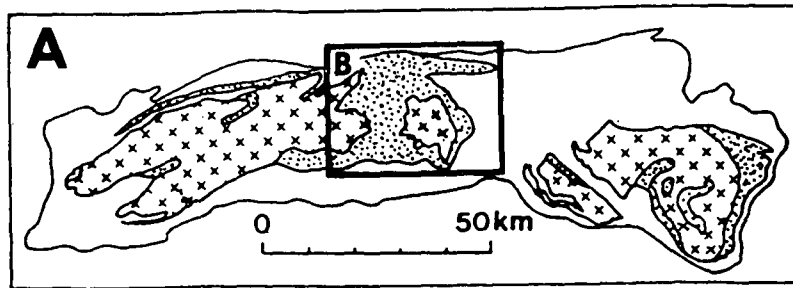


Abb. 1.

Lage und geologische Übersicht des Arbeitsgebietes.

A: Lage des Arbeitsgebietes im Tauernfenster.

B: Tektonisch-geologische Übersichtskarte der Mittleren Hohen Tauern (hauptsächlich nach G. FRASL, 1958; G. FUCHS, 1958; G. FRASL & W. FRANK, 1966 sowie W. FRANK, Ch. MILLER & G. PESTAL, 1987; tektonische Stockwerkgliederung im wesentlichen nach W. FRISCH 1980).

1 = Stockwerk der permomesozoischen Schieferhülle (vorwiegend Glocknerdecke); 2 = Riffdeckenstockwerk (RD), 2A = vorwiegend altkristalline Metasedimente und Metavulkanite, 2B = Granitoidgneisvorkommen (F = Felbertauern Augengneis, H = Hochweißfeldgneis, K = Knorrkogelgneis, S = Scharkogelgneis, W = Weissneck-Dichtenseegneis); 3 = tieferes Stockwerk, 3A = Metasedimente und Metavulkanite (hpts. Habachformation, HF), 3B = Altkristallin („Amphibolitfolge“ nach G. FRASL & W. FRANK, 1966); 4 = Größere Zentralgneismassen (Zillertaler-Venedigerkern = ZVK zu 2, Granatspitzkern = GK und Habachzunge = HZ zu 3); 5 = Überschiebungslinie der Riffdecke.

W. FRISCH & D. RAAB, 1987; G. PESTAL, 1987). Die hauptsächlichlichen Differenzen bestehen in der Art der Korrelation der Riffdeckengranitoide mit den großen als jungpaläozoisch gesicherten Zentralgneismassen des Zillertal-Venedigerkerns, der Tuxer Masse und des Granatspitzkerns (BESANG et al., 1968; JÄGER et al., 1969; R. CLIFF, 1977, 1981). Während G. FUCHS (1958) nur in der Weißeneck-Dichtenseezunge ein Äquivalent zum Venedigertonalit sieht, repräsentiert nach A. TOLLMANN (1975, 1977) auch der Hochweißenfeldgneis einen Ausläufer des Zillertal-Venediger Zentralgneiskörpers. Neben dem Venedigertonalit selbst seien eben dessen Ausläufer wesentlich für die „Migmatisation“ des Riffdeckenmaterials verantwortlich. Den Knorrkogelgneis sieht A. TOLLMANN als Abspaltung einer heute tieferliegenden, versteckten Zentralgneismasse an. G. PESTAL (1987) erweitert die Liste derartiger „Ausläufer“ des Zillertal-Venedigerkerns noch. Als solche bezeichnet er namentlich die „Augengneise“ vom Weißeneck, Dichtensee, Felber Tauern, von der Hauptneralm und vom Borchetkopf. W. FRISCH & D. RAAB (1987) sehen, den Auffassungen von G. FUCHS (1958) folgend, nur in der Weißeneck-Dichtenseezunge einen Ausläufer des Venedigerkerns, wobei die Zentralgneise beim Dichtensee intrusiv mit ihrem „alten Dach“ verbunden sein sollen. Im Felbertauern-Augengneis (H.P. CORNELIUS, 1942; G. FUCHS, 1958) sehen sie eine tektonische Abspaltung des Granatspitzkerns bzw. der Habachzunge, die an der Basis der Riffdecke eingeschuppt worden ist (vgl. D. RAAB, 1983; W. FRISCH & D. RAAB, 1987). M. WINKLER et al. (1990) ordnen den Felbertauern-Augengneis aufgrund zirkontypologischer Untersuchungen altersmäßig dem östlichen Teil der Habachzunge zu. Die übrigen Riffdeckengranitoide wären demgegenüber älter und mit den Sulzbachzungen und dem westlichen Teil der Habachzunge zu parallelisieren. Als interessante Ergänzung sei erwähnt, daß FRANK et al. (1981) den Knorrkogelgneis als einen kaledonischen Orthogneiskörper interpretieren.

Als kleinster gemeinsamer Nenner bleibt da am ehesten noch die immer wieder geäußerte Annahme, die Migmatisation (bzw. Anatexis) der Riffdecken-Einheit stünde eben in einem ursächlichen Zusammenhang mit der Platznahme des Zillertal-Venedigerplutons (G. FUCHS, 1958; A. TOLLMANN, 1975, 1977; G. PESTAL, 1983, 1987; W. FRISCH, 1980), welcher im Zuge variszisch regionalmetamorpher Prozesse intrudiert sei. Diese Ansicht geht im Prinzip auf G. FUCHS (1958) zurück, der das Gebiet zwischen Granatspitzkern und Venedigerlappen im Rahmen seiner Dissertation einer ersten eingehenden geologisch-petrographischen Bearbeitung unterzog. G. FUCHS (1958, S. 226) begründete seine diesbezügliche Auffassung mit der Mächtigkeitzunahme der Migmatite Richtung Venedigerkern von 200 bis 300 Meter in der südlichen Granatspitzgruppe auf „bestimmt über 2000 Meter“ im Gebiet Gschlöß – Weißeneck am Ostrand des Venedigermassivs. Auch sei die Zunahme im „Granitisationsgrad“ der Migmatite ein Indiz dafür, daß der Venedigerpluton für die Migmatitbildung im Riffdeckenkristallin verantwortlich ist (G. FUCHS, 1958).

Insgesamt gesehen erweisen sich also die Stellungnahmen bezüglich des petrographischen Bestandes und der tektonischen und petrogenetischen Verhältnisse im Bereich der Riffdecken-Einheit als recht unterschiedlich. Dies äußert sich besonders auch in vonein-

ander abweichenden Kartendarstellungen. Beispielsweise unterscheidet sich die geologische Karte von G. FUCHS (1958; 1 : 25.000) im entsprechenden überdeckenden Gebiet teilweise in erheblichem Maße von der Auffassung der 1987 erschienen Spezialkarte der Geologischen Bundesanstalt (Blatt Matrei/Osttirol, ÖK 152, 1 : 50000), wie im nächsten Kapitel ausgeführt wird um die im Untersuchungsgebiet bestehende Problematik aufzuzeigen.

3. Vergleich der bisher vorliegenden geologischen Karten vom Bereich Fürther Hütte – Abretterkopf – Sandeben (vgl. Abb. 2)

G. FUCHS (1958) unterscheidet östlich und südlich des Kratzenbergsees im wesentlichen zwischen den Zentralgneisen des Großvenedigers einerseits und einer Migmatitserie andererseits.

Der Venedigerzentralgneis tritt nach G. FUCHS in zwei Zungen auf. Einmal hebt das Typusgestein des Großvenedigers im Bereich des Rotebentörls als Ausläufer einer großen, bis in die Zillertaler Gegend reichenden Zentralgneismasse nach Osten zu aus. Des weiteren findet sich der Venedigerzentralgneis bei G. FUCHS in einer Zunge, die er von der Fürther Hütte beim Kratzenbergsee Richtung Südosten bis zum Dichtensee im Nahbereich des Felbertauern verfolgen kann. Diese sogenannte Weißeneck-Dichtenseezunge sieht G. FUCHS – aufgrund petrographischer Ähnlichkeiten – als Ausläufer des eigentlichen Venediger-Zentralgneiskerns an. Die langgestreckte Zentralgneiszone wird in der Karte scharf zur Umgebung abgegrenzt, wengleich G. FUCHS dabei anmerkt, daß

„... im Gelände die Grenze des Zentralgneises dieser Zunge gegen die umgebenden Migmatite im allgemeinen ziemlich unscharf ist ...“ (G. FUCHS 1958, S. 231).

Neben den Venediger-Zentralgneisen scheidet G. FUCHS im Gebiet des Abretterkopfs Gesteine aus, die er insgesamt zu einer „Migmatitserie“ zusammenfaßt, welche im Gebiet Gschlöß-Weißeneck über 2000 Meter mächtig ist. Als Kriterien der Migmatisation gelten für FUCHS (1958, S. 214)

„... lagige oder quer durchgreifende aplitische Injektion, diffuse aplitische Durchtränkung oder Feldspatung ...“

Innerhalb der Migmatitserie unterscheidet G. FUCHS mehrere Gesteinstypen, die von einer Migmatisation betroffen sind. Neben aplitisch injizierten und durchtränkten Amphiboliten und Schiefnern, sowie gefeldspateten Schiefergneisen kartiert FUCHS auch ein Gestein, welches er als Hochweißenfeldgranitgneis bezeichnet. Er bezieht sich damit auf H.P. CORNELIUS (1930), der mit diesem Namen einen für das Hintere Kaprunertal (Hochweißenfeldkar) typischen Granitgneis belegte. In diesem Gesteinstyp sieht FUCHS jenes Gestein, welches

„... bei der Granitisation der Migmatitserie seinem Ziel am nächsten gekommen ist ...“ (G. FUCHS 1958, S. 214).

Im Jahr 1987 erschien nun eine weitere geologische Spezialkarte, welche auch den Ostrand des Venedigermassivs abdeckt (bearbeitet von W. FRANK, Ch. MILLER und G. PESTAL; hrsg. von der Geologischen Bundesanstalt 1987, Maßstab 1 : 50.000).

Es ist klar ersichtlich, daß sich die neue Karte der Bundesanstalt in mancher Hinsicht von der von G.

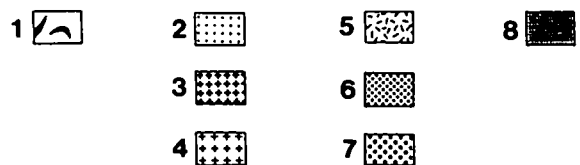
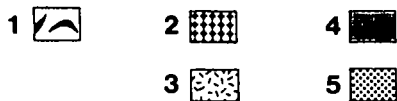
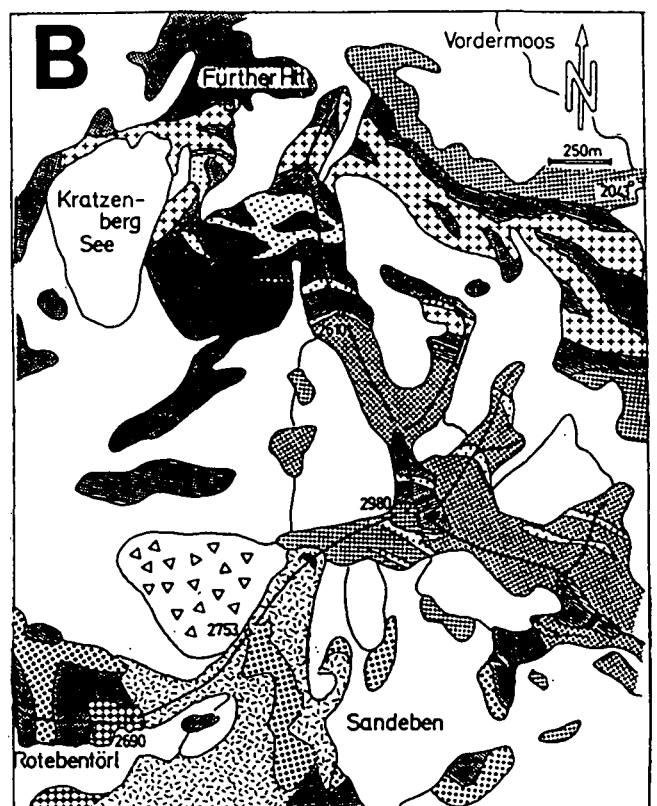
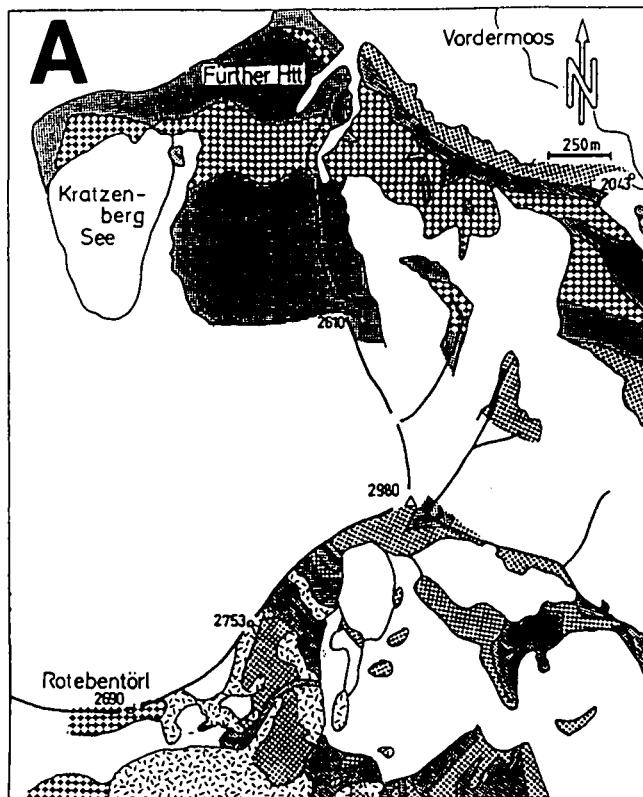


Abb. 2.

Vergleich der bisherigen geologischen Karten vom Bereich FÜRther Hütte – Abretterkopf – Sandeben (Hollersbachtal gegen Matreier Tauerntal, Salzburg/Osttirol), Ausschnitte.

Jeweilige Legende der Originalkarte entsprechend; weiße Flächen = junge Bedeckung oder nicht kartierter Bereich; Dreiecke in Karte B = Bergsturz W Sandebentörl).

A) Ausschnitt der Geologischen Karte des Gebietes Granatspitz-Großvenediger 1 = 25.000 von G. FUCHS (1958) = Jb. Geol. B.-A., 101. Venedigerkern und Riffldecken: 1 = Trias (Quarzite, Karbonatgesteine); 2 = Zentralgneis; 3 = Hochweißfeldgranitgneis; 4 = aplitisches injizierte Schiefer; 5 = aplitisches injizierte Amphibolite.

B) Vergrößerter Ausschnitt der Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich Blatt Matrei/Osttirol (152) 1 : 50.000, hrsg. von der Geol. B.-A., bearbeitet von W. FRANK, Ch. MILLER & G. PESTAL, Wien 1987.

Trias: 1 = Kalkmarmor (z.T. mit Quarzit); Zentralgneis: 2 = Aplitgneis, 3 = Tonalitgneis mit Einschaltungen von Granitgneis, 4 = Augengneis (Alkalifeldspatführender Granitgneis), 5 = Migmatitgneis (Hochweißfeldgneis); Habachgruppe i.e.S.: 6 = Hornblendeprasinit, feinkörniger Amphibolit (aplitisch injiziert), 7 = grobkörniger Amphibolit (aplitisch injiziert); Gruppe der Alten Gneise: 8 = Paragneis (aplitisch injiziert).

FUCHS (1958) unterscheidet. Zum Vergleich wurden hier beide Kartenbilder ausschnittsweise im Maßstab 1 : 25.000 umgezeichnet und einander gegenübergestellt (vgl. Abb. 2).

Die sich ergebenden Unterschiede scheinen nicht so sehr maßstabsmäßig begründet zu sein, als vielmehr grundsätzlicher Art, nämlich was etwa tektonische oder genetische Gesteinszuordnungen und petrographische Bezeichnungen betrifft.

Wie aus dem Verteiler der Aufnahmegebiete hervorgeht, hat vor allem G. PESTAL Neuaufnahmen im Umfeld der FUCHS'schen Kartierung durchgeführt. Auch Aufnahmeberichte von G. MALECKI (1976 bis 1979) behandeln das Gebiet übersichtsmäßig. Damit fiel diesen Bearbeitern automatisch auch die Aufgabe zu, ihre Kartierungsergebnisse mit jenen von FUCHS in Zusammenhang zu bringen, wobei sich sich mehrere bemerkenswerte Neuerungen ergaben.

So etwa übernimmt G. PESTAL zwar die Weißeneck-Dichtenseezunge praktisch in ihren Abgrenzungen von

G. FUCHS, scheidet die dortigen Gesteine jedoch unter der Bezeichnung „Augengneis“ (Alkalifeldspat führender Granitgneis) aus. Dies offensichtlich deswegen, um seine Auffassung einer engeren genetischen Verwandtschaft zum nicht allzuweit entfernten Felbertauern Augengneis auszudrücken. Letzterer ist in der FUCHS'schen Karte 1958 noch deutlich vom Venedigerzentralgneis unterschieden. Während also G. FUCHS nur in der Weißeneck-Dichtenseezunge einen Ausläufer des eigentlichen Zillertal-Venedigerkerns sieht, möchte G. PESTAL auch den Felbertauern-Augengneis genetisch diesem großen Zentralgneiskörper zuordnen (vgl. dazu G. PESTAL, 1987, S. 3).

Des weiteren finden sich in der neuen Karte der Bundesanstalt ziemlich genau östlich des Kratzenbergsees gegen das FÜRther Eck zu, in einem aplitisches injizierten Paragneiskomplex größere Bereiche von sogenannten Aplitgneisen, während in der älteren Karte von G. FUCHS (1958) dort nur ein aplitisches injizierter Schieferkomplex aufscheint.

Sieht man sich den Bereich um das Sandebentörl in beiden Karten genauer an, fällt auf, daß die Bearbeitergruppe der Bundesanstalt offenbar den Begriff des Hochweißfeldgneises im Unterschied zu G. FUCHS

weiter faßt und diesen den Zentralgneisen angliedert, was FUCHS unterließ.

Bezüglich der geringfügigen Spuren von Quarziten und Karbonatquarziten, welche nach G. FUCHS (1958)

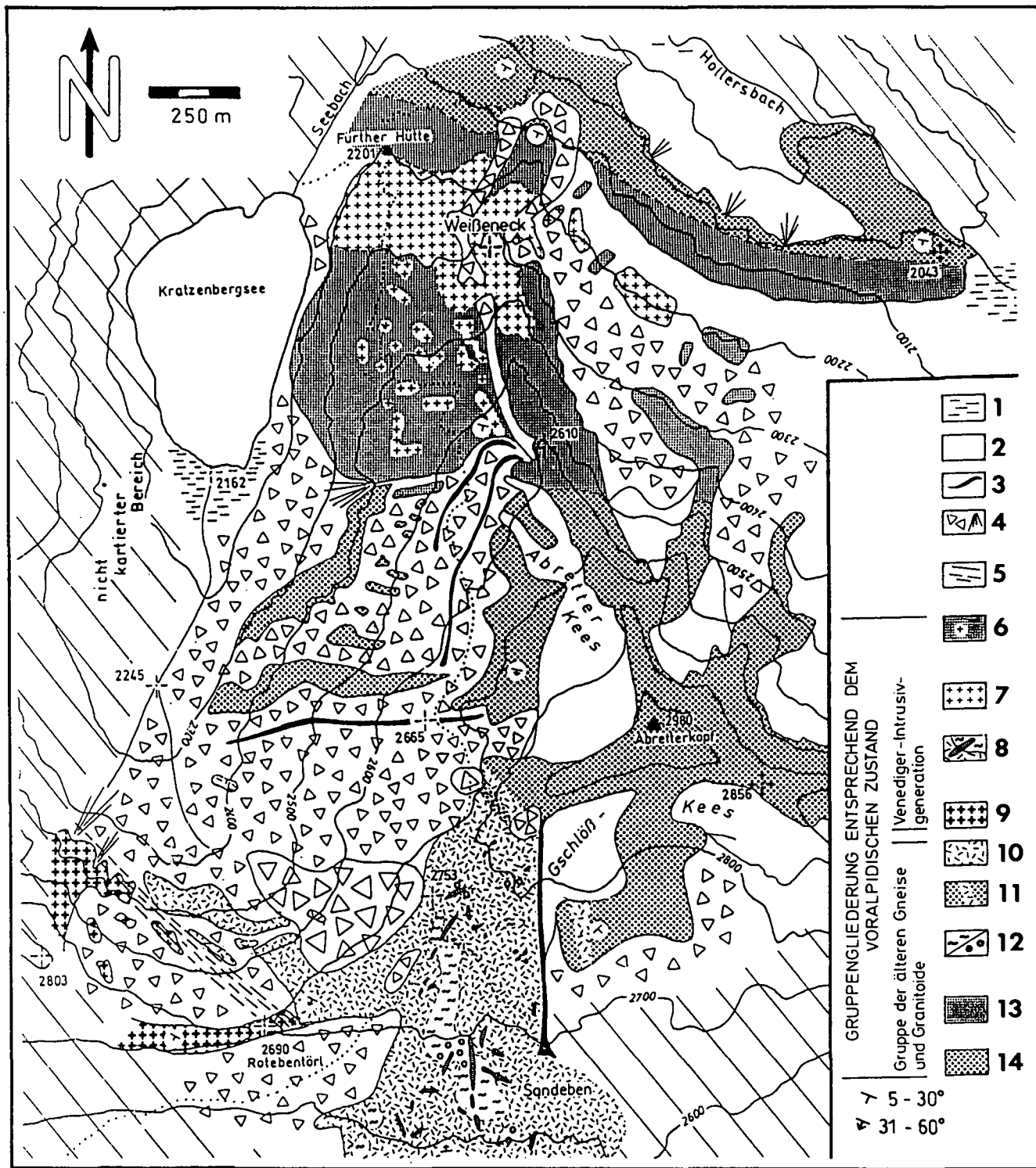


Abb. 3. Geologische Karte vom Bereich Furth-Hütte - Abretterkopf - Sandeben/Oberes Hollersbachtal. Aufgenommen von A. SCHERMAIER in den Jahren 1987/88.

1 = Vernässungszone; 2 = Gletscher, junge Bedeckung; 3 = Moränenwall; 4 = Block-/Schuttwerk, Schuttfächer (große Dreiecke = Bergsturz W des Sandebentörls); 5 = Störungszone (aufgeschlossen/vermutet); 6 = kleinere Weißeneck-Dichtenseekörper im Kratzenbergsee-Migmatit (siehe 13), teilweise gut erhaltener Intrusivverband; 7 = Weißeneck-Dichtenseegneis (darin oft kleinere Bereiche von „altem Dach“); 8 = kleinere, z.T. gangförmige Venedigergneiskörper intrusiv im Hochweißfeldgneiskomplex, teilweise aplitisch; 9 = Venedigergneis; 10 = Hochweißfeldgneis; 11 = meta- bis diatektische Übergangszone vom Hochweißfeldgneis in die Abretterkopffolge (siehe 14); 12 = Biotitschiefer und Biotitgneis/Grobkornamphibolite, stark migmatisch (im Hochweißfeldgneiskomplex); 13 = Kratzenbergsee-Migmatit (migmatische Orthogneis mit dioritisch-tonalitischem-grandioritischem Anteil); 14 = Bänderamphibolite und Biotit-Plagioklasgneis, migmatisch, häufig konkordante Aplitlagen (Abretterkopffolge).

Trias repräsentieren und die Überschiebungsbahn einer „Höheren“ zu einer „Unteren“ Riffdecke markieren sollen, wird in beiden Karten offensichtlich dieselbe Auffassung vertreten.

4. Ein neues Gliederungsprinzip der Gesteine am Ostrand des Venedigermassivs

Die im folgenden dargestellten eigenen Ergebnisse fußen auf einer Diplomarbeit, bei welcher die Geländeuntersuchungen bereits 1986, also schon vor dem Erscheinen der besprochenen Spezialkarte, aufgenommen wurden. G. FRASL (1955) wies erstmals auf die besondere Schonung voralpidischer Strukturen in diesem Gebiet hin. Diese frühe Idee wieder aufgreifend veranlaßte ihn auch zur Thematik und Betreuung meiner Diplomarbeit.

In dem nun vorliegenden Spezialkärtchen (Abb. 3) wurden teilweise neue, von den früheren Kartierungen

unabhängige, Gesteinsbezeichnungen und Grenzziehungen verwendet, denn es hatte sich aus den vielfach erhaltenen Intrusionsbeziehungen einzelner granitischer Gneistypen insgesamt ein prinzipiell neues petrogenetisches Konzept ergeben, welches auch in der Karte berücksichtigt werden mußte.

Nach diesem Konzept kann man – unter Abzug der alpidischen Deformation und Metamorphose – am Ostrand des Venedigermassivs grundsätzlich 2 Großgruppen von Gesteinen unterscheiden:

Eine erste Großgruppe älterer Gneise und Granitoide wird petrogenetisch einem eher tieferen anatektisch-migmatischen Krustenmilieu zugeordnet. Ihr wird eine zweite, jüngere Großgruppe von Granitoiden gegenübergestellt (Venediger-Intrusivgeneration). Es sind dies Granitoide, die meiner Auffassung nach in Verbindung mit der Platznahme des vorwiegend tonalitisches Zillertal-Venedigerplutons in ein vergleichsweise höheres, schon relativ abgekühltes und völlig erstarrtes Krustenstockwerk intrudiert sind und dabei die älteren anatektisch migmatischen Strukturen der Großgruppe 1 diskordant durchschlagen.

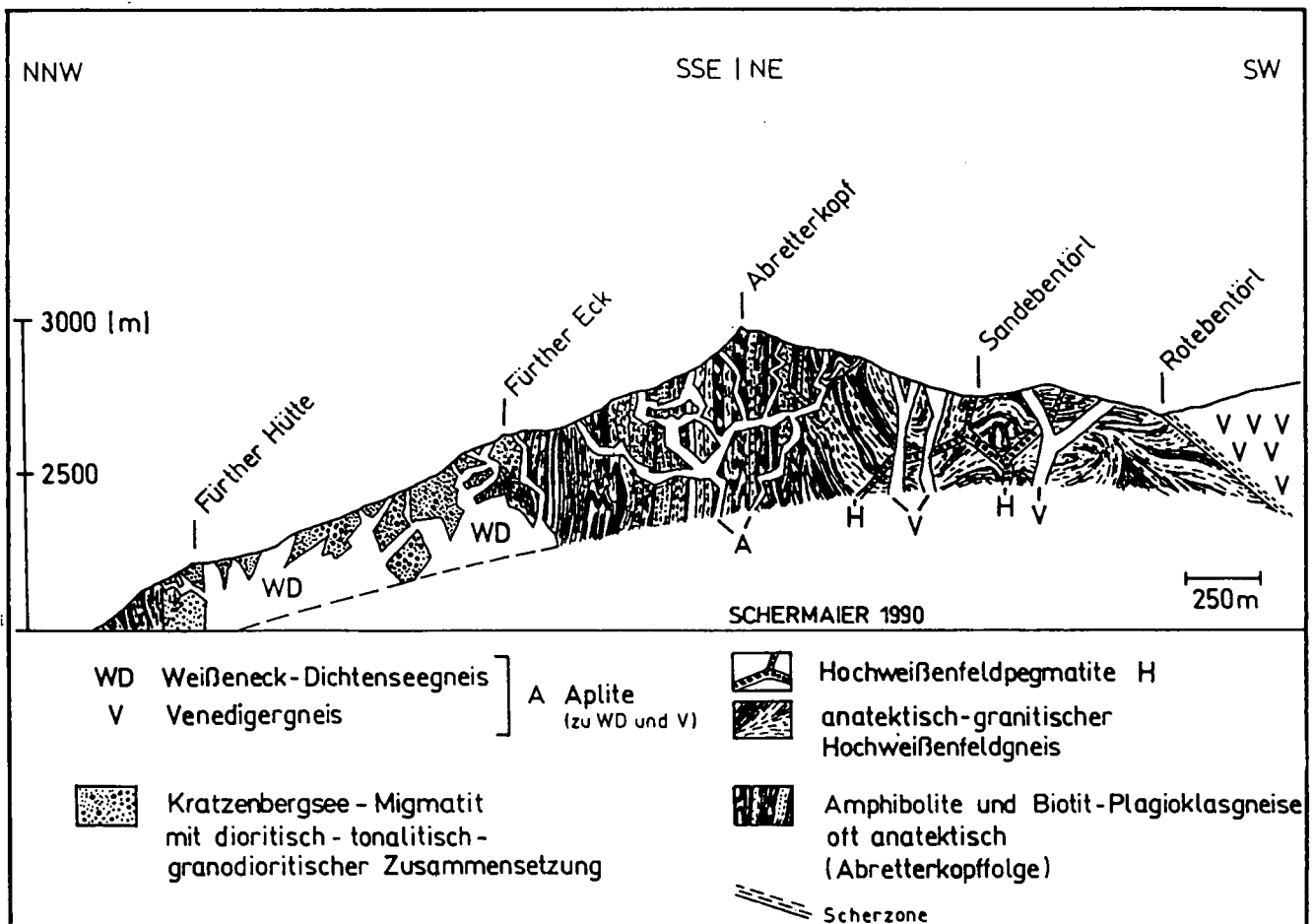


Abb. 4. Idealisierendes Querprofil am Tauernhauptkamm vom Oberen Hollersbachtal gegen das Matreier Tauerntal. Im Bereich des Ostrands des Venedigermassivs wird ein älterer anatektischer Bau von einer jüngeren Generation saurer Granitoide diskordant durchschlagen. Jene ältere Anatexis nimmt vom Bereich des Abretterkopfs Richtung Sandeben kontinuierlich zu, wo sie in der Bildung des granitischen Hochweißfeldgneises ihre Kulmination findet. Charakteristische Pegmatite mit cm-großen blaugrauen Kalifeldspaten gehören zur Spätphase dieser älteren Magmenentwicklung. Die allerjüngsten diskordanten Intrusionen sind genetisch der Platznahme des jungpaläozoischen Venedigerplutons zuzuordnen. Die hochplutonische Position solcher Gänge und spaltenfüllenden Körper ist im Gelände besonders beim leukogranodioritischen Weißeneck-Dichtenseegneis gut sichtbar. Besonders im Bereich des Sandebentörls finden sich mehrere Venedigergneis-Abspaltungen, die petrographisch und geochemisch teilweise völlig der Hauptmasse des Zillertal-Venediger Zentralgneiskörpers entsprechen. Der Venedigerkern hebt beim Rotebentörl an einer Störungszone nach Osten zu aus. Im Bereich des Abretterkopfs dominieren migmatische und anatektisch geprägte Biotit-Plagioklasgneise und Amphibolite, in denen auch häufig aplitisches Material zu finden ist. Eine eindeutige Zuordnung von Apliten ist dort aufgrund der kleinräumigen Gesteinsvariabilität oft schwierig.

Tabelle 1.

Petrogenetische Gliederung der am Ostrand des Venedigermassivs auftretenden Gesteine.

1. Großgruppe Gruppe der älteren Gneise und Granitoide	1.A. Migmatische Bänderamphibolite und migmatische Biotitplagioklasgneise (Abretterkopf-Folge)
	1.B. Hochweifenfeld-Gneiskomplex ○ Granit/Granodioritgneis (Hochweifenfeldgneis sensu strictu) ○ Stark migmatische Biotitschiefer und -gneisbereiche im Granitgneis ○ (Grobkorn-)Amphibolitlagen ○ Pegmatite und Aplite
	1.C. Kratzenbergsee-Migmatit (migmatische Orthogneise mit dioritisch- tonalitisch-granodioritischen Anteilen)
2. Großgruppe Venediger-Intrusivgeneration (Zillertal-Venediger-Zentralgneisgeneration)	2.A. Venedigergneis 2.B. Weißenneck-Dichtenseegneis 2.C. Aplitgeneration von 2.A. und 2.B.

Auf dieser Grundlage sei ganz kurz die folgende genetische Übersicht vorweggenommen (vgl. Tab. 1 und auch Abb. 4). Der älteste Gesteinsverband wird also durch ein migmatisch-anatektisches Altkristallin mit vielen präalpidischen Strukturen und Bauplänen repräsentiert. Dabei gehen migmatische Amphibolite und Biotit-Plagioklasgneise (1.A.) ohne scharfe Grenzen in den Hochweifenfeldgneiskomplex (1.B.) über, der aufgrund seiner migmatischen Strukturen als mehr oder weniger in situ erstarrter granitischer Anatexitkörper anzusehen ist. Die homogensten Glieder dieses Anatexitkörpers besitzen fast idealen granitischen Charakter (Hochweifenfeldgneis sensu strictu). Allerdings bestehen oft innerhalb des Hochweifenfeldgneiskomplexes fließende Übergänge in Biotitschiefer und Paragneispartien sowie diverse amphibolitische Partien. Der Hochweifenfeldgneis besitzt auch charakteristische Pegmatite, die als zugehörige Spätphase diesen anatektischen Lagen- und Schlierenbau einschließlich des Hochweifenfeldgneis-Granits bereits gangförmig und z.T. auch diskordant und scharf durchsetzen.

Im gesamten Bereich des Venedigerostendes kann man schließlich die zweite, jüngere Gesteinsgroßgruppe aus hellen Granitoiden beobachten, die alle bisher genannten Magmatite und Anatexite durchschlägt. Diese Gesteinsgruppe wird aufgrund geologischer, petrographischer, geochemischer und zirkontypologischer Evidenzen (siehe Kap. 6. und 7.) genetisch dem Venedigerzentralgneis (Tonalitgneis) zugeordnet. Auch der Weißenneck-Dichtenseegneis (2.B.) ist als eine Spielart dieser Gruppe anzusehen.

Das „alte Dach“ des hochplutonischen Intrusivkörpers vom Weißenneck östlich des Kratzenbergsees wird vor allem von einer dioritisch-tonalitisch-granodioritischen Migmatitgruppe (1.C.) gebildet, die von der Gruppe 1.A. abzutrennen ist und möglicherweise sogar in einem genetischen Zusammenhang mit dem Venedigerplutonismus steht. Insofern ist die Zuordnung zur Großgruppe 1 vor allem in struktureller Hinsicht begründet, denn der Kratzenbergsee-Migmatit wird von Magmenabsplattungen des Venedigerplutons an vielen Stellen scharf diskordant durchbrochen.

5. Gruppe der älteren Gneise und Granitoide

5.1. Die Abretterkopffolge

(nov. nom.)

Im Bereich des Abretterkopfs trifft man auf einen recht heterogenen Gesteinskomplex, der vor allem aus miteinander wechsellagernden Biotit-Plagioklasgneisen und Amphiboliten aufgebaut wird. Für die inhomogene Gesteinsassoziation ist neben vielfältigen Aufschmelzungserscheinungen ein durchgreifender Lagenbau charakteristisch, der durch konkordante Aplitlagen oft prägnant abgebildet wird. Diese ganze Assoziation fasse ich unter dem Namen „Abretterkopffolge“ zusammen.



Abb. 5.

Lagig-streifige Amphibolite, die kontinuierlich in hellere Biotit-Plagioklasgneise übergehen.

Der im oberen Bildteil zunehmend anatektisch beeinflusste Lagenbau wurde bereits im spröden, also abgekühlten Zustand noch von Aplitgängen durchschlagen. Der Lagenbau ist also voraplitisch, also offenbar auch voralpidisch, während die alpidische Deformation der Aplitte offensichtlich gering ist und daher bei niedrigeren Temperaturen stattgefunden haben muß, jedenfalls nicht im anatektischen Stockwerk.

Blocksturzgelände W Abretterkopf, 2650 m Höhe.

Eine weitgehend entsprechende Assoziation findet sich auch im Norden des kartierten Gebietes, wo sie die steil abfallende Wandstufe hinab zum Flachmoorgebiet des Vorder- und Hintermooses bildet. Sie läßt sich dort vom Bereich nördlich der Fürther Hütte bis zum Felskopf des Bichlach (2040 m) verfolgen. Abgesehen davon, daß dort auch deutlich mehr Amphibolite auftreten unterscheidet sich das nördliche Schichtpaket von jenem der Typuslokalität, wo sich an den Gletscherschliffen des Abretterkeeses hervorragende Aufschlüsse befinden, sowohl durch eine geringere Anatexis als auch weniger diskordante Durchhaderung.

Die Aufschlußbilder im Amphibolit-Plagioklasgneiskomplex sind bis in den Handstückbereich sehr wechselhaft, wobei verschwommene Gesteinsübergänge und Mischungsbereiche ebenso vorkommen wie mehr oder weniger scharfe Grenzen. Helle Anteile werden offensichtlich durch anatektische Vorgänge mobilisiert und bilden pygmatische, aber auch scharf quergreifende oder schlierige Strukturen. Trotzdem lassen sich über größere Strecken auch recht schön gleichmäßig gebänderte Amphibolitvarianten und streifige Biotit-Plagioklasgneise beobachten. Diese beiden Gesteinsgruppen wechseln einander vielfach ab und geben insgesamt – wenn auch verschwommen – in etwa einen alten Lagenbau wieder (vgl. Abb. 5). Die Grenzen zwischen einzelnen Lagen können völlig scharf, aber auch diffus sein. Auch konkordante aplitische Lagen sind häufig zu beobachten. Diese sind bisweilen deutlich boudiniert. Die eingeschichteten Aplite stellen ein Charakteristikum der Abretterkopffolge dar und fehlen sowohl im angrenzenden Bereich des Hochweißfeldgneiskomplexes (Kap. 5.2) wie auch in der Migmatitgruppe vom Typus Kratzenbergsee (Kap. 5.3). Die konkordanten Aplitlagen repräsentieren offensichtlich eine ältere Aplitgeneration, da zu beobachten ist, daß der gesamte Lagenbau später durch eine Generation von jüngeren, quergreifenden Apliten durchschlagen wurde (vgl. Abb. 12). Inwieweit dazu gehörige „lagige, konkordante Injektionen“, von denen in der Literatur sooft die Rede ist (z.B. H.P. CORNELIUS, 1941; G. FUCHS, 1958), im Bestand der hellen Anteile innerhalb der Wechselfolge eine Rolle spielen, vermag man aus der Geländebeobachtung allein wohl nicht zu beurteilen. Denn als weitere Erklärungsmöglichkeit für die Genese mancher heller, aplitoider Lagen kann auch an eine eventuell ursprünglich vulkanogen-sedimentäre Wechselfolge z.B. in Form von Tuffen/Tuffiten oder auch ihren Zufuhrgängen gedacht werden (vgl. dazu z.B. W. FRISCH & D. RAAB, 1987).

Auf jeden Fall berichtet H.P. CORNELIUS (1941) aus der südlichen Granatspitzgruppe im Hinblick auf die dortigen Amphibolitfolgen, daß

„... die Menge des aplitischen Anteils stellenweise ein Mehrfaches der damit wechselnden amphibolitischen bzw. biotitreichen Lagen auszumachen vermag ...“

eine Beobachtung, die teilweise völlig der migmatischen Amphibolitserie beim Abretterkopf entspricht. H.P. CORNELIUS bemerkt auch, daß solche Gesteinstypen von Osten kommend durch die südliche Granatspitzgruppe bis ins Tauerntal verfolgt werden können. Er fügt jedoch bemerkenswerterweise an, daß eine unregelmäßig diskordante Durchhaderung gegen Westen Richtung Venedigergruppe zunimmt (H.P. CORNELIUS, 1941, S. 3).

Es ist aber zu bedenken, daß nicht alle diskordanten Intrusionserscheinungen späte Bildungen sein müssen.

Denn häufig sieht man in den Migmatiten, daß durch anatektische Vorgänge lokal helle quergreifende Neosome mobilisiert werden.

Im allgemeinen gesehen läßt sich nämlich sagen, daß – wie im folgenden gezeigt werden kann – der gesamte, oft migmatisch-anatektisch beeinflusste Lagenbau und auch viele Deformationsbilder desselben älter sind als zumindest zwei wesentlich jüngere diskordante Ganggenerationen – eine noch im Gefolge des Hochweißfeld-Granitoids, und dann erst eine im Zusammenhang mit der Intrusion des Venedigerplutons.

Aufgrund der Beschreibungen von W. FRISCH & D. RAAB (1987) kann man schließen, daß sich jene ähnliche Gesteinsfolge um den Tauernkogel nahe dem Felbertauern stratigraphisch und petrographisch insgesamt gut mit der Abretterkopffolge vergleichen läßt und überdies praktisch in der streichenden Fortsetzung liegt. In der Umgebung des Abretterkopfs könnte diese Metavulkanitserie in stärker migmatischer Form vorliegen, d.h. oft hochgradig anatektisch verändert, was einerseits mit der hiesigen anatektischen Genese des Hochweißfeldgneises zusammenhängen könnte, andererseits könnten aber auch die Edukte der dioritischen Orthogneise vom Typus Kratzenbergsee entsprechende Wärmebringer gewesen sein. Auf jeden Fall ist die Anatexis jünger als der ursprüngliche Lagenbau, wie immer dieser letztlich auch zustande kam (sedimentär und/oder vulkanisch, „layered intrusions“ ???) – andererseits aber eindeutig älter als die diskordante Intrusion des Venedigerplutons.

Die Anatexis der Abretterkopffolge scheint nach Süden hin Richtung Sandebentörl zuzunehmen. Vermehrte Schmelzbildung und Stoffmobilisation, der sich immer mehr auflösende Lagenbau bis hin zu schlierigen, inhomogenen Gesteinspartien und schließliche grobe Kalifeldspatbildung verweisen auf einen kontinuierlichen primären anatektisch-migmatischen Übergang in das Gebiet des kalifeldspatreichen Hochweißfeldgneises (vgl. Abb. 4). Letzterer wäre demnach als reifstes Produkt der Anatexis zu verstehen. Alle Formen und Erscheinungsbilder dieser Übergangszone lassen sich besonders gut im Riesenblocksturzgelände bei der Kote 2688 am Weg kurz vor dem Sandebentörl (von der Fürther Hütte kommend) studieren. Eine entsprechende Zone findet sich auch im westlichen Randbereich des ehemaligen Gschlößkeeses südlich des Abretterkopfs (siehe Abb. 3).

5.2. Der Hochweißfeldgneiskomplex

H.P. CORNELIUS & E. CLAR (1939) weisen in der Glocknermonographie darauf hin, daß in den höheren Partien der Riffdecke(n)

„... z.T. ausgedehnte Massen vor allem von Gneisen granitischer Herkunft, aber auch echten Graniten liegen ...“

Sie definieren den Hochweißfeldgranit und -gneis (H.P. CORNELIUS 1930) als ein Typusgestein dieser Serie, wobei dessen Name auf die besondere Verbreitung im Oberen Kapruner Tal (Hochweißfeldkar) Bezug nimmt (vgl. auch Abb. 1).

Aufgrund seines offensichtlich migmatischen Charakters läßt sich dieses Gestein im hiesigen Gebiet nur mit Vorbehalt eindeutig definieren und geologisch von den umgebenden Anatexiten exakt abtrennen. Dies führt dazu, daß CORNELIUS & CLAR (1939) dem Hochweiß-

feldgneis auch schon im Originalgebiet „teilweise grob-streifige“ Biotitgneise und -schiefer angliedern. Auf die mengenmäßig recht unterschiedliche Kalifeldspatführung und Schieferung wird insofern Bedacht genommen, als sie einerseits von Hochweißfeldgraniten, andererseits von Hochweißfeldgneisen sprechen. Typisch für den Hochweißfeldgneis sei dessen

„... wechsellagerter Charakter ...“
und sein

„... äußerst unruhiges Gepräge ...“ (H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939).

H.P. CORNELIUS (1941) berichtet später auch aus dem Osttiroler Raum (Landeckalm, beiderseits Innerschloß) von einem

„... dunklen, biotitreichen ...“

Orthogneistyp, der

„... große Kalifeldspateinsprenglinge führt und im einzelnen schlierig-wechsellagerter, öfters beinahe massig ...“

ausgebildet ist. In all diesen Punkten sei er ähnlich dem Hochweißfeldgneis des Glocknergebietes und wie dieser „stets mit Pegmatiten“ verknüpft. CORNELIUS merkt auch an, daß diese dunklen Gneise

„... oft schlierig mit gewöhnlichen biotitreichen Schiefergneisen verwoben und schwer von diesen abzutrennen sind ...“.

Diesem Vorschlag einer äquivalenten Bezeichnung der dunklen, oft granitischen Gneise vom Kapruner Tal bis nach Osttirol folgte G. FUCHS (1958), als er bei seiner Kartierung zwischen Venedigerkern und Granatspitzgruppe große Bereiche mit der Bezeichnung „Hochweißfeldgranitgneise“ belegte. Wie aus seinen Beschreibungen hervorgeht, will FUCHS die Definition jedoch offensichtlich enger fassen und nur jene Partien als Hochweißfeldgranitgneise bezeichnen, die dem

„... granitischen Charakter am nächsten kommen ...“;

bzw. wo der Kalifeldspat eine dominierende Rolle spielt. Aufgrund ihrer Darstellungen ist zu schließen, daß CORNELIUS & CLAR zumindest Teile der „gefaldspateten Schiefer“ aus dem Osttiroler Raum (G. FUCHS, 1958) durchaus noch zum Verbreitungsgebiet der Hochweißfeldgneise gerechnet hätten. Als Unterscheidungsmerkmal des Hochweißfeldgneises zu den gefaldspateten Schiefen führt G. FUCHS übrigens dessen „Orthohabitus“ an, wobei dafür ein engeres Zusammentreten der Feldspäte und ein dadurch bedingtes massigeres Aussehen charakteristisch sei.

Auf einer Vergleichsexkursion konnte ich mich selbst überzeugen, daß im Großen und Ganzen eine Parallelierung beider Gesteinsvorkommen (Kapruner Tal, Matreier Tauerntal) durchaus gerechtfertigt ist, worauf ja schon CORNELIUS (1941) hinweist, daß aber im Kapruner Tal doch insgesamt gesehen bezüglich der Schmelzentwicklung ein noch etwas höherer Reifegrad erreicht wird. Dabei halte ich die hellsten und kalifeldspatreichsten massig-grobkörnigen Partien für die höchstevolierten Teile bzw. Endglieder einer kontinuierlichen anatektischen Entwicklungsreihe. Im Kaprunertal entsprechen diese hellen Partien wahrscheinlich jenen Typen, welche CORNELIUS & CLAR (1939) stellenweise als „Kristallgranite“ bezeichnen. Im übrigen stimmt die zirkontypologische Charakteristik des Hochweißfeldgneises im Osttiroler Raum weitgehend mit jener der Typuslokalität überein.

Damit kann ein Typusgestein der Riffdecke auf die doch beträchtliche Distanz von ca. 20 km verfolgt werden (vgl. Abb. 1).

Der Hochweißfeldgneis ist ein mittel- bis grobkörniger Granit-(bis Granodiorit-)gneis, der vielfältige Einschlüsse und Übergänge in biotitreiche Metatextite und Paragneise besitzt. Typisch für den Hochweißfeldgneis ist dessen ausgeprägt inhomogen schlierig migmatischer Charakter, der sich neben lagig – streifigen Partien in einem schlierig-nebulösen, breiartigen Aussehen manifestiert. Daneben sind Biotitschieferbutzen, -fetzen und -bänder auffallend, wobei oft nahtlose Übergänge in größere Biotitschiefer- und -gneiskörper beobachtet werden können (vgl. Abb. 6 und Abb. 8). Auch Meter bis mehrere 10–er Meter große, unregelmäßig geformte Einschlüsse von grobkörnigen amphibolitischen Gesteinen kommen vor, und auch dabei sind vielfältige migmatische Übergänge festzustellen.

Insgesamt gesehen repräsentiert der Hochweißfeldgneis im Gebiet des Sandebentörls vermutlich eine noch ziemlich unreife anatektische Schmelzentwicklung, die nur zum Teil einen einigermaßen homogenen Reifegrad hin zu einem echten Granit (bzw. Granodiorit) erreicht hat. Damit läßt sich auch erklären, daß die mengenmäßige Verteilung des Kalifeldspats äußerst unregelmäßig, oft ohne System erscheint. Manchmal in



Abb. 6.

Typisch für den Hochweißfeld-Gneiskomplex ist dessen ausgeprägt migmatischer Charakter, wobei er wie hier oft innig mit biotitreichen Schiefen verwoben ist. Rechts im Bild eine kalifeldspatreiche, homogenere Partie.

Oben im Bild ist zu sehen wie diese migmatischen Strukturen noch von den zugehörigen Pegmatiten – mit den kennzeichnenden dunklen Kalifeldspäten – durchkreuzt werden und schließlich die Pegmatite ihrerseits noch von geringmächtigen Apliten diskordant durchschnitten worden sind.

Block SE Sandebentörl, 2710 m Höhe.

großen Mengen, meist in den leukosomen Partien angereichert, sind besonders augige, blaugraue gedrungene Kalifeldspatkristalle ohne charakteristische Eigen gestalt typisch, es können aber auch gut idiomorphe, porphyrische Einsprenglinge derselben Farbe mit bis zu 2 cm Größe beobachtet werden. Auch die Verteilung der dunklen Gemengteile unterliegt starken Schwankungen, wodurch im Farbeindruck ein charakteristischer schlierig-lagiger Hell-Dunkel-Wechsel entsteht. Dort wo der Plagioklasgehalt überwiegt, und als Hauptgemengteil Biotit stark in Erscheinung tritt, möchte man das Gestein makroskopisch eher als quarzdioritisch bezeichnen. Infolge der Verwitterung sind dabei weiß-schwarz gesprenkelte Oberflächen typisch.

Zur Modalanalyse (Tab. 2) wurden Proben aus möglichst granitischen Partien des Hochweißfeldgneises ausgewählt. Dabei zeigt sich, daß die Zusammensetzung des Granits gewissen Schwankungen unterliegt. Bei relativ konstantem Quarzgehalt variiert das Verhältnis von Kalifeldspat zu Plagioklas von 1 : 1 bis 2 : 3.

Tabelle 2.
Modalanalysen des Hochweißfeldgranitgneises aus dem Bereich Sandeben/Osttirol.
Methodik: Auszählung von je 2000 Dünnschliffpunkten; Angaben in Vol.-%.

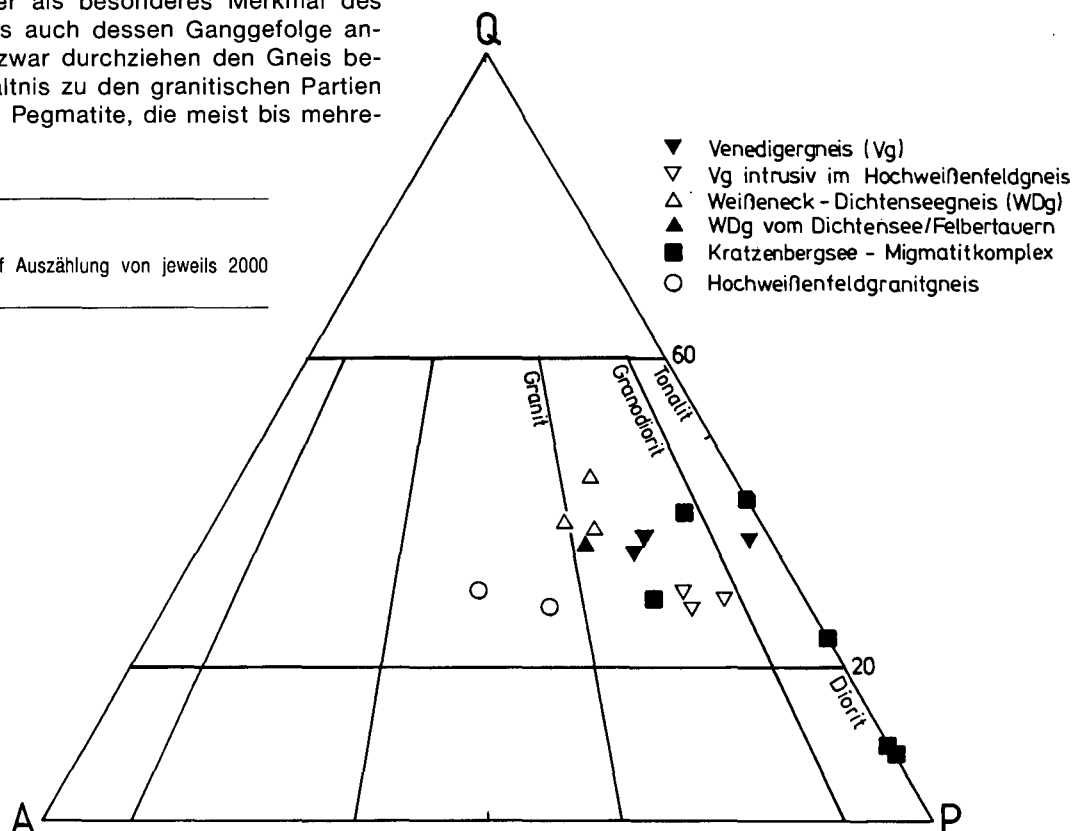
Probe Nr.	Qu	Plag ^{*)}	Kf	Bi	Hgl	Akz
AS 11/87	23,5	36,8	25,1	12,9	0,3	1,4
AS 13/87	24,4	27	28,9	15,4	2,1	2,2

*) Die Klinozoisit/Hellglimmerfüllung der Plagioklase wurde zum Plagioklas gerechnet.

In der Darstellung des STRECKEISEN-Diagramms (vgl. Abb. 7) fallen jedoch beide untersuchten Proben in das Granitfeld, wobei allerdings ein für Granite relativ hoher Biotitgehalt auffällt.

Schließlich kann hier als besonderes Merkmal des Hochweißfeldgneises auch dessen Gangfolge angeführt werden. Und zwar durchziehen den Gneis besonders im Naheverhältnis zu den granitischen Partien ganz charakteristische Pegmatite, die meist bis mehre-

Abb. 7.
STRECKEISEN-Diagramm.
Die Eintragungen basieren auf Auszählung von jeweils 2000 Dünnschliffpunkten.



re cm große blaugraue Kalifeldspate führen (vgl. Abb. 8). Diese Gänge sind im Hochweißfeldgneis sowohl diskordant wie konkordant durchgebrochen. Neben scharf abgegrenzten Gängen findet sich solche pegmatitische Substanz mit den großen Kalifeldspäten aber auch in unscharf abgegrenzten Nestern.

Daß solche Pegmatite eine besondere Eigenheit des Hochweißfeldgneises sind, haben schon H.P. CORNELIUS (1941) und G. FUCHS (1958) erkannt.

Bei diesen Hochweißfeldpegmatiten handelt es sich offenbar um eine Spätphase der granitischen Magmenentwicklung, da die Gänge oft den anatektischen Bau des Hochweißfeldgneises glatt durchschlagen, ihrerseits jedoch von der Ganggeneration des Venedigergneises immer scharf abgeschnitten werden (vgl. Kap. 6.1. und Abb. 10). Die Pegmatite des Hochweißfeldgneises können im Gebiet der Sandebenhöcker bis zu über einen Meter mächtig werden, meist sind sie aber geringmächtiger, oft nur cm mächtig.

Manchmal sind die Kalifeldspate in Massen an den Rändern der Pegmatite angereichert und kleine Kalifeldspatgruppen oder auch Einzelkristalle schwimmen in der aplit(granit)ischen Innenzone des gemischten Ganges (vgl. Abb. 8).

Unter dem Mikroskop

Neben den schon makroskopisch erkennbaren Gemengteilen Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Quarz können unter dem Mikroskop noch Hellglimmer, Klinozoisit/Epidot, Hornblende, Titanit, Apatit, Orthit, Zirkon, Monazit, opake Phasen und Chlorit beobachtet werden.

Der Kalifeldspat zeigt sich oft völlig frei von Internstrukturen oder Entmischungerscheinungen. Schon die lichtoptischen Eigenschaften deuten insgesamt auf noch erhaltene oder zumindest nur „leicht triklinisierte Orthoklase“ hin (freundl. Hinweis G. FRASL). Auch durch eigene Röntgenuntersuchungen konnte mit Hilfe von Triklinitätsbestimmungen nach J.R. GOLDSMITH & F. LAVES (1954a,b) Orthoklas nachgewiesen werden.



Abb. 8.

Pegmatite mit einigen cm-großen blaugrauen Kalifeldspäten sind eine besondere Eigenheit im Gefüge des Hochweißfeldgneises.

Im Bild durchsetzt ein solcher Pegmatitgang mit einem aplitischen Nachschub in seiner Mitte den hier schliefrig-nebulitischen Hochweißfeldgranitgneis, bei dem die streifigen Anteile als metatektisch, die helleren, homogenen Neosome aber als diatektisch zu bezeichnen sind. Im vorliegenden Fall benützte der Pegmatitgang bei der Intrusion das vorhandene Flächengefüge des Hochweißfeldgneises. Die im Bild bereits sichtbare klastische Deformation der dunklen Pegmatitfeldspate ist am ehesten der alpidischen Orogenese zuzuordnen, wobei der trübweiße Feldspatanteil entstand. SE Sandebentörl, 2710 m Höhe.

Mitunter treten auch Perthitstrukturen auf, wobei Ader- und Fleckenperthite vorherrschen. Z.T. findet man eine Vielzahl von Einschlüssen der verschiedensten Art, welche i.a. unregelmäßig verteilt und nicht selten butzenförmig ausgebildet sind. Auch epitaktisch orientierte Einschlüsse von gefüllten Plagoklasen (vgl. G. FRASL, 1954) kommen vor. Daneben kommen im Kalifeldspat eingeschlossen insbesondere rundliche Quarzkörner sowie Biotit- bzw. Hellglimmer tafeln vor.

An den Rändern der Kalifeldspate fallen häufige Myrmekitbildungen auf, welche oft auf beträchtlichen Strecken den Kalifeldspatbegrenzungen folgen und halbkreisförmig in diese eingreifen.

Neben größeren, eher isolierten Einzelkristallen kommt der Kalifeldspat auch als unregelmäßig verzweigte, oft eckig begrenzte Zwickelfüllung vor.

Auch der Plagioklas tritt sowohl in Form größerer isolierter Einzelkristalle als auch als Zwickelfüllung in der Grundmasse auf. Im Unterschied zu diesen zwickelfüllenden Körnern im Kristallpflaster der Matrix sind die größeren Plagioklase ausnahmslos mit Entmischungsmikrolithen gefüllt (bes. Klinozoisit und Hellglimmer), wobei die Entmischungen oft in Form fleckiger Zonen auftreten sind. Solche Bereiche intensiverer Füllung finden sich besonders häufig in Kernnähe, was auf einen alten Zonarbau mit höheren Anorthitgehalten im Kern schließen läßt.

Die polysynthetische Verzwilligung ist oft noch sehr gut erhalten. Dabei folgt die Verzwilligung vorwiegend dem Albitgesetz, untergeordnet auch dem Periklingesetz. Auch Karlsbader Zwillinge kommen vor. Der primärmagmatische Plagioklas muß der Füllung zufolge Andesin oder sogar noch basischer gewesen sein, was auch durch Reliktpartien mit An-Gehalten größer 30 nachdrücklich bestätigt wird. Durch die alpidische Metamorphose erhielt auch der gefüllte Plagioklas normalerweise Oligoklaszusammensetzung unter Ausscheidung der Füllungsmikrolithe.

Die Biotite zeigen einen deutlichen Pleochroismus, meist von kastanienbraun (n_y , n_z) bis blaßgelb(braun) (n_x). Neben haufenförmig zusammengelagerten Glimmerscheitern ohne einheitliche Orientierung finden sich vor allem unregelmäßig verteilte Biotitansammlungen, die in der Foliationsebene auseinandergedrungen sind, also Erscheinungsformen, die weitestgehend der alpidischen Metamorphose entsprechen.

Als Einschlußphasen treten Titanit, Apatit, Zirkon, Monazit (?) und opake Phasen auf. Bemerkenswert sind Sagenitgitter, die teilweise musterhaft regelmäßig entwickelt sind.

Der Quarz bildet besonders mit Kalifeldspat und Plagioklas das meist xenomorphe Kornpflaster der Grundmasse. Bei manchen Individuen tritt deutliche Subkornbildung auf. Es scheint so, daß die Deformation bei sehr verschiedenen p-T-Bedingungen erfolgt ist.

Als untergeordneter Gemengteil (vgl. Modalanalyse, Tab. 2) kommt auch Hellglimmer vor. Er ordnet sich meist in einem feinblättrig-feintafeligem Haufwerk an den Korngrenzen der größeren und stabileren Kristalle wie der Feldspate an. Dort wo er in Verbindung mit Biotit auftritt, hat es den Anschein, als ob er zumindest teilweise aus diesem hervorgeht.

Klinozoisit/Epidot kommt auch außerhalb der Plagioklase in bis zu einem mm großen Ansammlungen von Einzelkristallen vor. Da-

bei überwiegt bei weitem der Klinozoisit, wobei in dessen Kernen oft intensiv gelbe Interferenzfarben auffällig sind.

In manchen basischeren Proben ist auch Hornblende in bis zu 2 mm großen Aggregaten als untergeordneter Gemengteil zu finden. Sie zeigt einen leichten, blaßgrünen Pleochroismus. In Basisschnitten kann man oft etwas kräftiger gefärbte, gelblich-braune Kernrelikte bemerken.

Unter den Akzessorien sind besonders die Titanite bemerkenswert, da sie neben kleinen xenomorphen Entmischungsmikrolithen (bes. in der Nähe des Biotits) auch bis zu 1 mm große Einzelkristalle (bes. in der Nähe des Biotits) bilden, welche als primärmagmatische Relikte angesehen werden könnten. Orthit ist zwar selten, kann aber ausnahmsweise in bis zu 2 mm großen rundlich-elliptischen Reliktkörnern beobachtet werden. Typisch für die Kristalle ist neben einem starken Kornzerfall und Klinozoisitummantelung ein ausgeprägter Pleochroismus von blaßrosa bis dunkelrotbraun.

5.3. Der Kratzenbergsee-Migmatit

(nov. nom.)

Östlich des Kratzenbergsees, etwa von der Linie Fürther Hütte – Abretterkar Richtung Süden bis in die Gegend des Fürther Ecks (vgl. Abb. 3 und Abb. 4) befindet sich ein Gesteinspaket aus migmatischen Orthogneisen mit dioritischen, granodioritischen und tonalitischen Anteilen, welches vorwiegend das „alte Dach“ des Weißeneck-Dichtenseegneises (siehe Kap. 6.2.) bildet. Dieser von hellen Gangschwärmen des Weißeneck-Plutons durchkreuzte, insgesamt sehr homogene und eher massige Bereich hebt sich signifikant von der insgesamt viel stärker gebänderten Abretterkopffolge (Kap. 5.1.) ab.

Schon im Gelände ist eine relativ große Variationsbreite von Orthogneisen zu konstatieren, die noch in hohem Maße das Gepräge von ursprünglich massigen Tiefengesteinen zeigen. Neben fein- bis grobkörnigen dioritischen Gneisen, die oft Hornblende führen, treten besonders auch mittel- bis grobkörnige Tonalit- und Granodioritgneise auf. Alle diese Typen sind mitunter durch vielfältige migmatische Übergänge miteinander verbunden (vgl. Abb. 9). Die Ergebnisse der durchgeführten Modalanalysen (Tab. 3) unterstreichen die große Bandbreite der in diesem migmatischen Orthogneiskomplex auftretenden Gesteine.

Die hornblendeführenden dioritischen Typen wirken im allgemeinen sehr massig. Besonders wenn sie feinkörnig sind, zeigen sie makroskopisch vielfach ein bei-



Abb. 9.
Der Migmatitkomplex östlich des Kratzenbergsees setzt sich aus recht verschiedenen dunklen Gesteinsvarianten zusammen, wobei migmatische, arteritische und venitische Erscheinungsbilder nebeneinander auftreten.
Im Bild werden die grob migmatischen dioritischen bis granodioritischen Gneise von einem späteren Aplitgang mit scharfen Grenzen diskordant durchschnitten.
NW Fürther Eck, 2490 m Höhe.

nahe richtungslos körniges Gefüge. Wegen der mangelnden Regelung sind manche Typen am besten als Metadiorite zu bezeichnen (freundl. Hinweis G. FRASL). Die helleren tonalitisches-granodioritischen Varianten erscheinen makroskopisch hingegen meist deutlicher geregelt. Ihr Helligkeitsgrad unterliegt infolge eines sehr wechselnden Biotitgehalts starken Schwankungen. Hornblende fehlt hier zumeist.

Im STRECKEISEN-Diagramm (vgl. Abb. 7) besetzen die Proben des Migmatitkomplexes östlich vom Kratzenbergsee eher den rechten Rand. Obwohl es auch Typen gibt, die einigen Kalifeldspat führen (siehe Tab. 3), scheinen die meisten dieser metaplutonischen Gesteinsvarianten eher einem kalifeldspatarmen bis -freien kalkalkalisch-trondhjemitischem „low-Kali“-Trend (J. LAMEYRE & P. BOWDEN, 1982) zu folgen, was im Prinzip auch für die Gesteine der zum Venedigerzentralgneis gehörenden Sippe gilt (vgl. Abb. 7, F. FINGER et al., 1990).

Neben lagig-diffusum und nebulitischem Wechseln einzelner Typen tritt auch oft eine großflächig graduelle mineralogische Änderung der Zusammensetzung (etwa

im Biotitgehalt) auf, wodurch ein langsamer Übergang in eine andere Varietät entsteht.

Es lassen sich aber auch bisweilen scharfe, diskordante, intrusionsartige Grenzverhältnisse beobachten, jedoch konnte ich hier keine systematische und allgemein gültige Altersfolge der dioritisch-tonalitisches bzw. granodioritischen Gneisvarianten feststellen.

Wenn auch die einzelnen Typen auf beträchtliche Strecken sehr homogen ausgebildet sein können und im Detail den im großen und ganzen migmatischen Charakter dieses Gesteinskomplexes nicht immer erkennen lassen, muß man die Gesteine südlich der Fürther Hütte bis zum Fürther Eck (vgl. Abb. 4) aufgrund des Feldbefunds zu einer Einheit zusammenfassen, für welche ich den Namen Kratzenbergsee-Migmatitkörper einführen möchte.

Insgesamt kann ich mich, was die Bezeichnung dieses Komplexes betrifft, weder der Benennung „Schiefergneise“ (G. FUCHS, 1958), noch einer kartenmäßigen Ausscheidung als „Paragneise“ (Geologische Spezialkarte Geol. B.-A., Blatt 152 Matri/Osttirol, 1987) anschließen.

Zu bemerken ist freilich schon, daß diese Gneise des „alten Dachs“ oft eine etwas deutlichere Regelung aufweisen als die sie durchschlagenden leukokraten diskordanten Intrusionskörper des Weißeneck-Dichtenseegneises. Obwohl auch die hellsten Anteile des migmatischen Orthogneiskomplexes im allgemeinen etwas mehr Biotit enthalten als der Weißeneck-Dichtenseegneis (vgl. Modalanalysen Tab. 3 und Tab. 5) und damit natürlich für die alpidische Schieferung eher empfänglich sind, muß man grundsätzlich mit deutlichen präintrusiven Gefügeregelungen rechnen. Manchmal kann man nämlich beobachten, wie die migmatischen Orthogneise vom Weißeneck-Dichtenseegneis nicht nur scharf diskordant durchbrochen werden, sondern zum Teil auch eckige Schollen übernommen werden, wobei die interne Streifung oder sonstige Gefügeregelung dieser Gneisschollen gegenüber der Orientierung in dem vom Gang durchbrochenen Nebengestein verdreht sind.

Unter dem Mikroskop

Im folgenden seien nur einige wenige ausgewählte Beobachtungen der mikroskopischen Untersuchung wiedergegeben.

Tabelle 3.
Modalanalysen aus der Gruppe des Kratzenbergseemigmatits.
Methodik: Auszählung von je 2000 Dünnschliffpunkten; Angaben in Vol.-%.

Probe Nr.	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kl/Ep	Hbl	Akz
AS 24/87	2,8	37,4	—	11,8	+	11,6	35,0	1,4
AS 9/88	3,6	39,8	—	29,3	+	10,9	14,5	1,9
AS 10/88	12,8	43,4	—	30,9	+	10,9	—	1,9
AS 11/88	26,8	49,7	15,5	7,0	0,3	(*)	—	0,6
AS 68/88	38,3	54,8	—	5,0	0,6	(*)	—	1,2

(*) Auch diese Proben beinhalten Klinozoisit, jedoch ist dieser hier immer eindeutig als Entmischung in Plagioklasen zu erkennen und wurde deshalb auch zum Plagioklas gerechnet.

Die Proben wurden NW des Fürther Ecks (Kote 2610) zwischen 2350 m und 2500 m Seehöhe entnommen.

Petrographische Bezeichnung der ausgezählten Proben:

AS 24/87..... grobkörniger Hornblende-Metadiorit
AS 9/88..... feinkörniger Hornblende-Metadiorit
AS 10/88..... mittelkörniger Quarz-Dioritgneis
AS 11/88..... mittelkörniger Granodioritgneis
AS 68/88..... mittelkörniger Tonalitgneis

Bei den hornblendeführenden Typen sind besonders die gröberkörnigen Typen von Interesse. Die Hornblende, welche stellenweise über 1 cm groß wird, zeigt im allgemeinen einen ausgeprägten Pleochroismus, der von blaßgelblich(grün) (n_x) bis intensiv bläulichgrün bzw. olivfarben (n_y , n_z) reicht. In vielen Individuen lassen sich aber dunkelbraune bis bräunlichgelbe Flecken erkennen, die unregelmäßig im Inneren der Kristalle verteilt sind, und die wohl als inselförmige primärmagmatische Reliktpartien anzusehen sind.

Neben den üblichen stengeligen Aggregaten sind bisweilen auch idiomorphe, meist 6-eckige Basisschnitte zu beobachten. Manchmal fallen auch einfache Verzwilligungen auf.

Intern finden sich oft entlang von Spaltrissen kleine, meist schwarze, spindel- und stäbchenförmige Entmischungen, wobei es sich um Ilmenit (?) handeln könnte. In Form etwas größerer Lamellen und Körner kommt daneben häufig auch Titanit als Entmischungsphase vor.

Besonders die dioritischen Typen sind sehr reich an Biotit. Meist sind die Biotite dünn tafelig ausgebildet, aber bisweilen in dicken Aggregaten angehäuft. Manchmal zeigen sie noch einen recht ursprünglich erscheinenden Pleochroismus von dunkelbraun (n_y, n_z) bis blaßgelb (n_x). Oft treten aber auch schmutzgrüne Farbtöne auf.

Die Biotite sind oft einschlußreich, wobei Apatit neben Zirkon überwiegt. Als Entmischungen treten Titanite in kleinen, meist xenomorphen Körnern entlang von Spaltrissen und Kornrändern auf.

Bemerkenswert ist auch das häufige Auftreten von Vertretern der Klinozoisit/Epidotgruppe in den dioritischen Varianten. Während in den tonalitisches-granodioritischen Typen oft ein offensichtlicher Zusammenhang mit einzelnen Plagioklaskörnern, aus denen sich Klinozoisite/Epidote entmischen, ersichtlich ist, kommen diese Ca-Fe-Al Silikate in den dioritischen Typen meist stark angereichert im Bereich völlig zerfallener Plagioklase vor, was den größeren Basizitätsprung bei der Entmischung eindrucksvoll unterstreicht. Dabei bildet der Klinozoisit neben oft sehr dichten filzig-büscheligen Aggregaten auch bis 1 mm große, wirre Kornanhäufungen. Epidot bildet bis maximal 0,7 mm große, oft idiomorphe bis hypidiomorphe Einzelkristalle, die stets schalig aufgebaut sind. Dabei überwiegt ein Zonarbau mit Fe ärmeren Randzonen. Bisweilen schließt sich darn ganz außen wieder ein dünner Fe reicherer Saum an. Zur Deutung solcher Rekurrenzen verweise ich auf RAASE (1972).

Die Plagioklase sind besonders in den dioritischen Typen meist vollkommen in ein feinkörniges Haufwerk von Oligoklasrekristalliten zerlegt. Dazwischen sprossen vor allem Klinozoisit und Epidot in verschiedener Ausbildung, während Hellglimmer in diesen dunklen Typen praktisch nicht vorkommt.

In den tonalitisches-granodioritischen Varianten zeigen die Plagioklase öfters noch hypidiomorphe Kornformen. Hier tritt neben Klinozoisit auch der Hellglimmer häufig als Entmischungsphase in Erscheinung und oft ist noch – zumindest fragmentarisch – eine polysynthetische Zwillingslamellierung zu beobachten.

Wo Kalifeldspat auftritt (vgl. Probe AS 11/88) liegt er als Mikroklin vor und bildet neben xenomorphen Aggregaten bis zu 1,5 mm große Einzelkörner. Oft zeigt er schummerige Auslöschung; teilweise ist eine flauwe Gitterung entwickelt. Nicht selten finden sich spindel-förmige Perthitentmischungen, es kommen aber auch fleckige Entmischungen vor. Als Einschlüsse finden sich kleine rundliche Quarzkörner und gefüllte Plagioklasfragmente.

Als Akzessorien sind in allen Gesteinstypen besonders Titanit, Apatit, Zirkon verbreitet. Auch opake Phasen kommen in allen untersuchten Proben, zum größeren Teil jedoch in den dunklen dioritischen Typen, vor; selten findet man Orthit – diesen wiederum eher in den tonalitisches-granodioritischen Gesteinen; nur vereinzelt sind die Biotite chloritisiert. Daneben gibt es verbreitet sekundäre Karbonatbutzen.

6. Venediger-Intrusivgeneration

6.1. Der Venedigergneis

Die nördliche und südliche Venedigergruppe wurde nach den bekannten orientierenden Vorstudien von E. WEINSCHENK (1894), L. KÖLBL (1932) und H.P. CORNELIUS (seit 1941) erstmals in den 50-er Jahren genauer bearbeitet und kartiert (G. FRASL, 1953; F. KARL, 1959; O. SCHMIDEGG, 1961). Seit der Annahme eines alpidischen Alters der Zentralgneise durch L. KÖLBL (1932)

und H.P. CORNELIUS (1941, 1944) wurde jedoch die Entstehung der Zentralgneise in den Hohen Tauern heftig diskutiert. Als „Kardinalfrage der Ostalpengeologie“ (F. KARL, 1960) wurde dieses Problem in zahlreichen Schriften zwar erschöpfend, aber meist sehr widersprüchlich behandelt. Diesbezüglich meldete sich bemerkenswerterweise auch eine große Zahl namhafter Geologen zu Wort (u.a. L. KOBER; B. SANDER; L. STAUB; F. ANGEL; F. HERITSCH; G. DAL PIAZ).

Dabei spielten die Verhältnisse im Bereich der Venedigergruppe eine besondere Rolle, glaubten manche Autoren doch längere Zeit, hier mit Sicherheit junge, alpidische Zentralgneisintrusionen erkennen zu können. Diese Theorie wurde für die Venedigergesteine vor allem von F. KARL (1959, 1960, 1966) ventiliert und mit Eifer verfolgt. Dabei stützte er sich vorrangig auf den Vergleich mit tertiären Plutonitkörpern außerhalb des Tauernfensters (bes. Rieserferner und Adamello-massiv), die im Gesteins- und Mineralbestand dem der Venedigergruppe teilweise völlig entsprechen. Diesen Korrelationen, die F. KARL vor allem petrographisch, aber auch geochemisch bis ins Detail vorantrieb, verdanken wir besonders ausführliche makroskopische und mikroskopische Gesteinsbeschreibungen (vgl. F. KARL, 1959).

Wenngleich besonders bezüglich der zahlreichen genetischen Schlußfolgerungen, die KARL immer wieder, meist aufgrund von Feldbeobachtungen, entwickelte (vgl. auch Aufnahmeberichte 1953–1969), noch vieles abzuklären sein wird, so ist mit den Arbeiten und Kartierungen von F. KARL & O. SCHMIDEGG doch eine erste umfassende Beschreibung und Abgrenzung der Zentralgneise der zentralen Venedigergruppe gelungen (vgl. dazu Geologische Spezialkarte, Blatt ÖK 151 Krimml, hrsg. von der Geol. B.-A., 1979).

Das grundlegende Ergebnis der Arbeiten ist eine Zweiteilung der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster in einerseits ältere Augen- und Flaugneise und andererseits jüngere Tonalitgranite samt migmatisch beeinflusstem Rand (F. KARL, 1959). Wenn auch heute das voralpidische Alter beider Gruppen gesichert ist, bleibt doch das Problem ihres relativen zeitlichen Verhältnisses zueinander (vgl. z.B. F. KARL, 1959; P. RAASE, 1972; M. WINKLER et al., 1990).

Wie ein Blick auf die geologische Karte der Venedigergruppe (F. KARL, 1959; O. SCHMIDEGG, 1961) zeigt, wird der Ostteil des Venedigerkerns im wesentlichen von sogenanntem „Tonalitgranit“ aufgebaut. Der Begriff soll nach F. KARL (1966) nicht systematisch beschreibend, sondern genetisch im Sinne einer magmatischen Differentiation verstanden werden, da zwischen Tonaliten, Granodioriten und Graniten alle Übergänge festzustellen sind.

*

Südlich des Kratzenbergsees im Talschluß des Hölzlersbachtals (vgl. Abb. 3) hebt der Hauptkörper der Zillertal-Venediger Zentralgneismasse über den Migmatiten der Riffdecke liegend nach Osten zu aus (G. FUCHS, 1958; O. SCHMIDEGG, 1961). Im Bereich des Rotebentörls ist der Venedigerzentralgneis stark durchbewegt und geschiefert, oft bis in den cm- und mm-Bereich zerschert. Die auch im Gelände deutlich ausgeprägte Störungszone läßt sich vom Rotebentörl bis unter die nordöstlichen Wandabstürze des Seekopfs

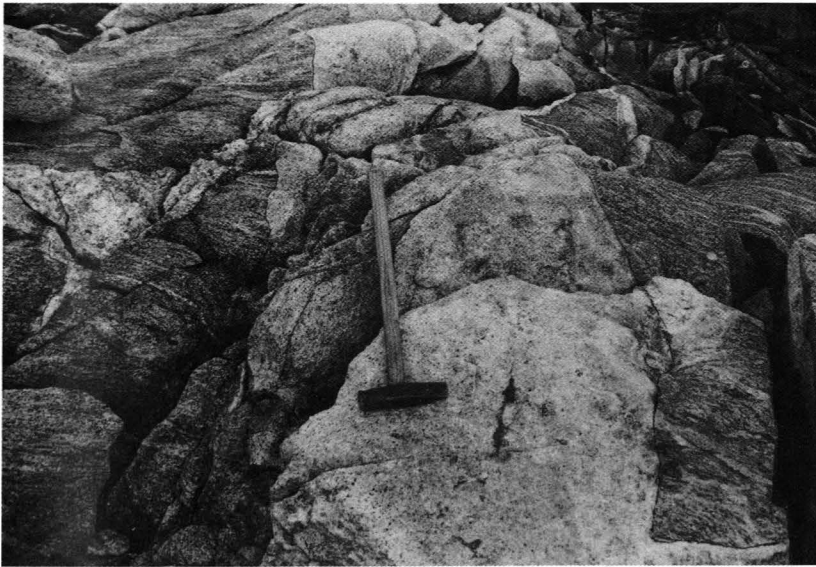


Abb. 10.
Heller massiger Venedigergneis quert als diskordanter Gang mit scharfen Grenzen das stark ausgeprägte s-Gefüge des Hochweißfeldgneises (welches also von einer älteren, mehr oder weniger synorogenen Anatexis zeugt) und auch dessen Pegmatitgefüge. Eine alpidische Deformation des Gangs ist im Bild kaum zu erkennen, im Schriff schon eher z.B. durch die Subkornbildung von Feldspat und Quarz, die noch von einer Rekristallisation überdauert wurde. Sandeben, 2600 Meter Höhe.

(2921 m) verfolgen. Auch im Blockmaterial und an den wenigen anstehenden Vorkommen gleich südlich des Rotebentörls ist die lokal durchgreifende Zerschering sowohl des Venedigergneises wie auch des angrenzenden Hochweißfeldgneises auffallend.

Abgesehen von der tektonischen Auflagerung des Hauptkörpers im Bereich des Rotebentörls kommt der Venedigerzentralgneis im angrenzenden Areal des Hochweißfeldgneises aber auch in Form intrusiver Stöcke und Gänge vor. Dabei bildet der Venedigergneis oft mehrere Zehnermeter lange und einige Meter breite Körper, die den migmatischen Bau des Hochweißfeldgneises samt dessen Gangfolge glatt durchschlagen (vgl. Abb. 10) und damit offensichtlich ehemalige Intrusionen darstellen. Auf der Karte (Abb. 3) konnten davon nur die bei aller Kleinheit doch wenigstens etwas größeren Stöcke und spaltenfüllenden Körper ausgeschieden werden.

Zu bemerken ist, daß dieses letztgenannte „Intrusivgestein“ nicht immer so gut dem eigentlichen Venedigergneis von der Hauptmasse am Rotebentörl entspricht, wie es etwa bei einem Gneiszug gleich unterhalb der Weggabelung südlich des Sandebentörls der

Fall ist. Ansonsten sind die Intrusionen nämlich im Mineralgehalt zum Teil recht unterschiedlich ausgebildet, besonders was die Biotitführung betrifft, die manchmal gegenüber dem Venedigergneis viel geringer ist (vgl. auch Modalanalysen Tab. 4). Dadurch wird angezeigt, daß einige dieser Intrusivkörper im Hochweißfeldgneis wohl nicht unmittelbare Abspaltungen von der Hauptmasse des Venedigerplutons sind, sondern eher als lokale, meist saurere Differentiate dieser Magmentwicklung anzusehen sind.

Ungeachtet des teilweise schon etwas ins aplitische gehenden Charakters ist ihnen allen jedoch die klar jüngere Platznahme gegenüber dem Hochweißfeldkomplex gemein. Dies zeigt sich am besten darin, daß neben dem diskordanten Kontakt der Venediger-Intrusiva zum Nachbargestein auch diskordante und zum Teil gegeneinander verdrehte Scholleneinschlüsse bereits geschieferter Nebengesteine zu beobachten sind.

Im Bereich Sandeben – Seekopf sind die Gesteine des Venedigerkerns aufgrund der Modalanalysen (siehe Tab. 4) nach STRECKEISEN (1967) als Granodiorite zu klassifizieren. Demzufolge und wegen der alpidischen Deformation habe ich mich hier zur Bezeichnung Venedigergneis entschlossen. Insgesamt ist jedoch ein kontinuierlicher Übergang von den typischen schollenreichen massigen Tonaliten tieferer Teile des Venedigerkerns (z.B. Viltragenkees) bis zu hornblendefreien, helleren Granodioriten oder ebensolchen Gneisen in randlicheren Partien vorhanden.

Tabelle 4.
Modalanalysen des Venedigergneises.
Methodik: Auszählung von je 2000 Dünnschliffpunkten; Angaben in Vol.-%.

Probe Nr.	Qu	Plag*)	Kf	Bi	Hgl	Akz
AS 15/87	30,6	43,2	13,6	5,2	4,0	3,2
AS 30/88	32,4	44,0	12,6	5,4	2,6	3,0
AS 49/87	24,0	56,3	8,0	7,3	1,9	2,4
AS 42/88	29,5	55,3	11,9	1,0	1,4	0,8
AS 8/89	26,3	55,7	12,1	3,9	—	1,9
AS 3/89	30,1	50,0	1,3	14,2	0,4	4,0

*) Die Klinozoisit/Hellglimmerfüllung der Plagioklasse wurde zum Plagioklas gerechnet.

Die Proben AS 15/87 und AS 30/88 wurden nahe dem Rotebentörl entnommen, stammen also aus jenem Bereich, der noch zur zusammenhängenden Zentralgneismasse des Zillertal-Venedigerkerns gehört. Die Proben AS 49/87, 42/88 und 8/89 kommen aus kleineren Gesteinskörpern, die den Hochweißfeldgneis intrusiv mit diskordanten Kontakten durchsetzen (vgl. Abb. 10). AS 3/89 stammt aus einem etwas tieferen Bereich des Ostendes des Venedigerplutons (In den Wandin, 2500 Meter Höhe).

Unter dem Mikroskop

Die primärmagmatischen Plagioklase zeigen infolge der Kornzertrümmerung nur mehr selten größere zusammenhängende Einzelkristalle. Meist sind die Plagioklase randlich stark beansprucht, wobei sie häufig in ein feinkörniges Subkornpflaster aus Oligoklas übergehen. Teilweise ist auch ein völliger Kornzerfall zu beobachten.

Geschontere Altpagioklase sind mit verschiedensten Mikrolithen gefüllt (bes. Hellglimmer und Klinozoisit). Die ursprüngliche polysynthetische Zwillinglamellierung ist nur mehr in isolierten Teilbereichen fragmentarisch erkennbar. Dabei überwiegt die Verzwilligung nach dem Albitgesetz. – Oligoklas ist hier stabil.

Der Kalifeldspat tritt als Mikroklin auf und ist ausschließlich xenomorph. Er kommt vor allem in Form einer intergranularen, amöboiden Zwickelfülle vor. Teilweise ist eine flauwe Gitterung festzustellen. Auch fleckige Perthite sind manchmal zu beobachten.

Die Biotite zeigen einen ausgeprägten Pleochroismus, der von hellgelb (n_x) je nach Schriff bis dunkelbraun bzw. olivgrün (n_y , n_z) reicht. Meist ist er anstelle der primären Tafeln in nach der Basis

ausgelängten Schüppchen haufenförmig zusammengelagert, wobei diese Haufen vorwiegend nach der Schieferung gestreckt sind und dabei meist bis 2 mm lange Aggregate bilden. – Selten werden Einzelindividuen bis 3 mm groß.

Sonst kommt der Biotit in auch eher diffus verteilten, in die Folia-tionsebene eingeregelteten kleinen Schüppchen vor.

Bisweilen sind die Biotite intern lagenweise chloritisiert.

Quarz kommt außer in einzelnen kleinen Körnern der Grundmasse auch in bis zu 6 mm großen zusammenhängenden ovalen Kornaggre-gaten vor, deren feinkörnige Rekristallisationshaufen den ursprünglichen Kornumriß noch gut erkennen lassen. Darüberhinaus ist oft auch noch undulöse Auslöschung zu beobachten.

Hellglimmer ist besonders in den Schieferungsflächen und of-fensichtlichen Bewegungshorizonten zu finden. Dabei findet er sich in kleinschuppigem Haufwerk und zahlreichen kurzen Spänen, die alle nach dem s eingeregelt sind. Teilweise kommt er auch in Parallel-
verwachsungen mit Biotit vor, und geht manchmal deutlich aus die-
sem hervor.

Andererseits findet er sich auch im Bereich zerfallener Plagioklase, wo er in kleinen Tafeln und Blättchen regellos verteilt ist.

Als Akzessorien kommen Klinozoisit, Orthit, Zirkon, Apa-tit, Titanit, Granat, opake Phasen sowie Karbonat und Chlorit vor. Darunter sind die Orthite, Zirkone und Apatite wohl als primärmagmatische Relikte anzusehen. Die Orthite werden bis zu 0,6 mm groß und bilden manchmal gute idiomorphe Kornquerschnitte. Gewöhnlich sind sie von einem koaxial orientierten Kinozoisitsaum ummantelt und zeigen einen ausgeprägten Pleochroismus von gelb-braun bis dunkelrotbraun.

6.2. Der Weißeneck-Dichtenseegneis

G. FUCHS (1958) kartierte im Raum des Oberen Hol-
lersbachtals erstmals granitoide Gesteine, die er als
Ausläufer des Venedigerzentralgneises betrachtete (vgl.
Kap. 3). Er benannte dieses Vorkommen als „Weißeneck-
Dichtenseezunge“, da er diese Gesteine von der
Geländekante des Weißenecks östlich des Kratzen-
bergsee in Richtung Südosten bis in das Gebiet des
Dichtensees nahe dem Felbertauern verfolgen konnte.
Er betont, daß diese hellen Zentralgneise zwischen
Fürther Hütte und Dichtensee gegenüber dem zentra-
len Venedigerstock meist feinkörniger, oft „fast apli-
tisch“ seien. Die Zentralgneislage bildet nach der Ein-
schätzung von G. FUCHS (1958) den Kern der Unteren
Riffeldecke.

Obwohl die Weißeneck-Dichtenseezunge auch inzwi-
schen nie näher untersucht wurde, ist sie in den mei-
sten detaillierteren geologischen Karten der Hohen
Tauern ausgeschieden und bei regionalgeologischen
Abhandlungen immer wieder Gegenstand von Diskus-
sionen (vgl. z.B. A. TOLLMANN, 1975; G. PESTAL, 1987;
W. FRISCH & D. RAAB, 1987). Hinsichtlich der petrogra-
phischen Bezeichnungen und genetischen Zuordnung
gibt es verschiedene Auffassungen, die im Rahmen des
regionalgeologischen Überblicks (Kap. 2.) und eines
Kartenvergleichs (Kap. 3.) kurz erläutert wurden.

Beim Weißeneck-Dichtenseegneis handelt es sich um
meist betont massige, feinkörnige, seltener mittelkörnige
aber immer leukokrate und oft sogar aplitische Ge-
steine mit im Durchschnitt etwa leukogranodioritischer
Zusammensetzung. Im Bereich des Weißenecks finden
sich öfters ausgezeichnet erhaltene Intrusivkontakte
zum Nebengestein. Dabei wird ein „altes Dach“, beste-
hend aus oft wesentlich dunkleren Migmatiten, offen-
bar von einem größeren gemeinsamen Intrusivkörper
(der Kernpartie Weißeneck-Dichtenseezunge) ausge-
hend, an vielen Stellen diskordant durchbrochen. Of-

fensichtlich ist die relativ saure Weißeneck-Intrusion
bereits in ein höheres, bereits abgekühltes Krusten-
stockwerk eingedrungen, da vornehmlich eine blockar-
tige Aufbrechung des „alten Daches“ zu beobachten ist
(vgl. Abb. 11). Heute sehen wir hier östlich des Kratzen-
bergsees also den hochplutonischen Kontaktbe-
reich angeschnitten. Durch die offensichtliche Scho-
nung dieser Partien während der alpidischen Orogene-
se sind die ursprünglichen diskordanten Grenzverhält-
nisse oft erstaunlich gut erhalten, wobei neben dem
hellen Intrusivmaterial manchmal auch die Gesteine
des „alten Daches“ oft auf den ersten Blick noch völlig
ungeschiefert und massig erscheinen, obwohl man bei
genauerem Hinsehen z.B. schon eine deutliche Glim-
merregelung erkennen kann.

Am Weg gleich südlich der Fürther Hütte kann man
auch Schollen von biotitreichen Gneisen im leukokra-
ten Weißeneck-Dichtenseegneis sehen, sowie ander-
seits die obengenannten Gänge, die von größeren Wei-
ßeneckgneispartien aus in diese Gneise gehen.

Besonders gut lassen sich die Intrusionsverhältnisse
und der migmatische Altbestand am Weg von der Für-
ther Hütte Richtung Sandebentörl in etwa 2300 m Höhe
studieren. Östlich des Weges, der hier oberhalb der er-
sten Steilstufe nach der Hütte verflacht, kann man an
herrlich frischem Platten- und Blockmaterial alle mög-
lichen Intrusionskontakte sowie auch die petrographi-
schen Zusammenhänge innerhalb des „alten Daches“
gut studieren.

Auch an den vom Gletscher abgeschliffenen Felspar-
tien etwas südwestlich der Linie Fürther Hütte – Für-
ther Eck ist die ganze Variationsbreite der seichten In-
trusionen des Weißeneck-Dichtensee Typs zu beob-
achten, welche den migmatischen Bau des Nebenge-
steins glatt durchschlagen. Das zugehörige Aplitnetz
steht ganz offensichtlich in Zusammenhang mit jenen
größeren Intrusionskörpern, die bis in den Bereich des
Fürther Ecks und weiter zu verfolgen sind (vgl. Abb. 4).
Da sich die Gesteine der größeren zusammenhängen-
den Intrusionskörper petrographisch in keiner Weise
von den im Raum Fürther Hütte – Weißeneck – dort
nur in etwas größerer Verbreitung – auftretenden hellen
Gneiskörpern unterscheiden, erscheint mir eine Zusam-
menfassung aller solcher Einzelvorkommen zu einem
gemeinsamen, unten zunehmend zusammenhängenden
plutonischen Körper, eben dem Weißeneck-Dichtensee
Pluton gerechtfertigt. Eine Unterteilung dieser Gesteine
in Aplitgneise einerseits und Alkalifeldspatführende
Granitgneise andererseits, wie sie in der neuen geolo-
gischen Karte der Bundesanstalt (1987, ÖK 50 Blatt

Tabelle 5.
Modalanalysen des Weißeneck-Dichtenseegneises.
Methodik: Auszählung von je 2000 Dünnschliffpunkten; An-
gaben in Vol.-%.

Probe Nr.	Qu	Plag*)	Kf	Bi	Hgl	Akz
AS 14/86	38,4	37,6	21,2	0,9	0,3	1,5
AS 21/87	42,9	36,8	15,6	2,0	0,2	2,3
AS 39/87	36,2	41,5	18,6	2,0	1,1	0,6
AS 010/88	33,8	40,7	19,7	4,1	1,0	1,6

*) Die Klinozoisit/Hellglimmerfüllung der Plagioklase wurde zum Pla-
gioklas gerechnet.

Die Probe AS 010/88 wurde beim Dichtensee/Felbertauern aufgesam-
melt und zu Vergleichszwecken ausgezählt. Die übrigen Proben stam-
men aus dem Bereich des Weißenecks im Hinteren Hollersbachtal (vgl.
Geol. Karte, Abb. 3).

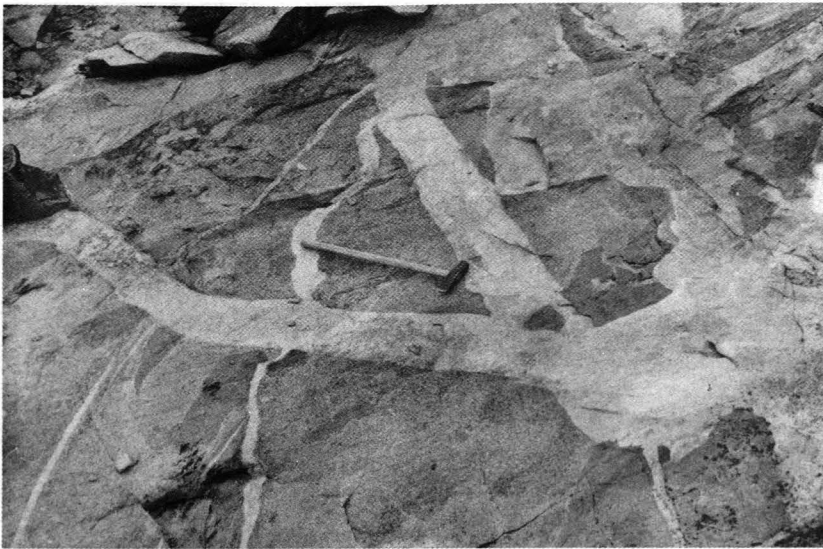


Abb. 11.
Der helle z.T. aplitische Weisseneck-Dichtenseegneis durchbricht östlich des Kratzenbergsees an zahlreichen Stellen gangförmig sein "altes Dach", welches vorwiegend aus oft dunklerem migmatischem Orthomaterial besteht (Migmatit vom Typus Kratzenbergsee, vgl. auch Abb. 9).

Im Bild dioritische und granodioritische Gneise, deren Körper bei dieser jüngeren Intrusion unter Bildung eines Gangnetzes aufgeweitet wurden. Die alpidische Deformation ist hier beim Ostende des Venedigermassivs erstaunlich gering, sodaß die vormesozoischen Verbandsverhältnisse außergewöhnlich gut zu studieren sind.

NW Fürther Eck, 2350 Meter Höhe.

Matrei/Osttirol) vorgenommen wird (vgl. Abb. 2), erscheint mir nicht durchhaltbar und sie wurde deshalb in dieser Arbeit vermieden.

Die Modalanalysen (vgl. Tab. 5 und Abb. 7) zeigen, daß der Weisseneck-Dichtenseegneis einen doch nicht unbedeutenden Kalifeldspatgehalt aufweist, was man aufgrund des makroskopischen Eindrucks eher nicht erwarten würde. Im STRECKEISEN – Diagramm plotten die ausgezählten Proben im Granodioritfeld bzw. im Grenzbereich zum Granitfeld. Auch die Probe aus dem Bereich des Dichtensees paßt gut in den allgemeinen Trend der Zillertal-Venedigerzentralgneise, wobei die Gneise des Weisseneck-Dichtensee Typs im allgemeinen etwas mehr Quarz und Kalifeldspat als der Venedigergneis des Hauptkörpers führen, wie er etwa beim Rotebentörl auftritt.

Diesbezüglich ist zu bedenken, daß innerhalb eines quarzdioritisch-tonalitischen Stammagmas bei der Differenzierung der Kalifeldspat im Normalfall erst als eine recht späte Mineralphase fraktioniert, und daß deshalb in den höher evolvierten Magmentteilen, wie sie offenbar hier im Bereich des Weissenecks vorliegen, ein Ansteigen des Kalifeldspatgehalts zu verzeichnen ist. Ein etwa entsprechender petrologisch-geochemischer Entwicklungstrend ist für kalkalkalische Gesteinsserien vielfach beschrieben worden (z.B. J. LAMEYRE & P. BOWDEN, 1982).

Der Weisseneck-Dichtenseegneiskörper ist also am ehesten als differenzierter Ausläufer des großen Venedigerplutons anzusehen. Für diese These spricht neben den petrographischen Übereinstimmungen auch die Tatsache, daß der Weisseneck-Dichtenseegneis etwa ebenso wie die Venedigergneisabspaltungen im Gebiet des Hochweissenfeldgneises stets alle älteren Nebengesteinsgefüge diskordant durchschlägt. Insofern ist die FUCHS'sche Einschätzung, es handle sich bei den hellen Gneisen um Ausläufer des Venedigerzentralgneises (G. FUCHS, 1958), im wesentlichen zu bestätigen.

Die in den Nebengesteinen vorhandenen migmatitischen Strukturen werden vom Weisseneck-Dichtenseegneis regelmäßig unter Ausbildung scharfer diskordanter Kontakte abgeschitten und plombiert.

Unter dem Mikroskop

Plagioklas kommt meist in 0,5 bis 2 mm, max. 4 mm großen, rundlich hypidiomorphen Körnern vor, die oft in dichten Packungen

vorliegen. Die größeren Plagioklas sind besonders in Kernnähe intensiv mit Entmischungsmikrolithen gefüllt, wobei Hellglimmer und Klinozoisit besonders hervortreten. Der Hellglimmer tritt darin in dünnen, winzigen Täfelchen auf, manchmal bildet er aber auch größere Anhäufungen, die Teilbereiche der Plagioklas völlig ersetzen. Klinozoisit bildet neben kleinen, kreuz und quer liegenden Nadeln auch stengelig-idiomorphe Kriställchen. Er kommt z.T. auch in Form sehr dichten Packungen vor, wobei ein wirres, besenartig wirkendes Haufwerk von kleinsten nicht mehr einzeln identifizierbaren Klinozoisitmikrolithen vorliegt.

Als Einschlusminerale kommen auch Biotit und opake Phasen vor. Des öfteren zerfallen die Plagioklas auch in ein kleinkörniges Pflaster aus einschlusfreien Oligoklaskörnern (Friktionskörnern) mit dazwischenliegenden Klinozoisiten.

Etwa die Hälfte der Körner zeigt eine polysynthetische Zwillinglamellierung. Neben scharf abgegrenzten Lamellen finden sich auch nur mehr schemenhaft erhaltene lamellare Erscheinungen bis hin zu unverwilligt erscheinender Plagioklassubstanz; aber letzteres kann auch durch die jeweilige Kornzertrümmerung verursacht sein.

Der Kalifeldspat liegt als Mikroclin vor, ist kleiner als der Plagioklas und bleibt dabei meist unter 2 mm. Er hat stets xenomorphe Kornformen. Vor allem tritt er in Form amöboider Zwickelfüllungen auf, daneben gibt auch isoliert auftretende Einzelkörner.

Meist zeigen die Kristalle schummerige Auslöschung („flauer Mikroclin“) mit allen Übergängen zu einer vollkommenen, bisweilen sehr feinen Mikroklingitterung.

Auch deutliche Entmischungsstrukturen sind zu beobachten. Dabei treten neben kleinen Fasern und spindelförmigen Perthitlamellen auch größere, unregelmäßig fleckige Perthite auf. Seltener finden sich Myrmekitbildungen.

Als eingeschlossene Phasen treten hauptsächlich Plagioklasfragmente (teilweise gefüllt) und Quarzkörner auf.

Quarz kommt in Form von 0,2 bis 1 mm großen Körnern vor, wobei besonders bei größeren Individuen undulöse Auslöschung charakteristisch ist. Er bildet meist zusammen mit Plagioklas und Kalifeldspat ein xenomorphes Kornpflaster der Grundmasse. Öfters sind aber auch ursprünglich größere Einzelkristalle in kleinkörnige Rekristallite zerlegt.

Biotit kommt als untergeordneter, völlig der Regionalmetamorphose unterworfenen Gemengteil vor. Dabei sind vor allem bis max. 1 mm große butzenförmige Rekristallisationsansammlungen anstelle der primären Blättchen, sowie bei starker Deformation xenomorph-fetzenförmige Aggregate zu erwähnen. Der sekundäre Biotit zeigt einen ausgeprägten Pleochroismus, der je nach Schliiff von hellgelbbraun und hellolivgrün (n₁) über olivbraun bis dunkelbraun (n₂, n₃) reicht.

Off ist eine beginnende Chloritisierung zu erkennen. Hellglimmer kommt außerhalb der Plagioklas nur in äußerst geringen Mengen in Form kleinster Schüppchen bzw. kleiner Anhäufungen davon zwischen rekristallisierten Plagioklaskörnern vor.

Der ebenso sekundäre Klinozoisit ist auch außerhalb der Plagioklas in bis zu 3 mm großen körnig-xenomorphen Ansammlungen gewachsen, möglicherweise schon aufgrund einer Epidotausscheidung in der ersten primärmagmatischen Abkühlungsphase.

Die zum primärmagmatischen Bestand gehörenden Orthite sind nun vorwiegend zersetzte, bis 0,6 mm große Körner, die randlich normalerweise von Klinozoisit ummantelt werden und öfters auf idiomorphe Kornformen verweisen. In Kernpartien zeigen sie einen ausgeprägten Pleochroismus von blaßbraun bis kräftig rotbraun.

Als weitere Akzessorien kommen Apatit, Zirkon, Titanit, Karbonat und opake Phasen vor.

Der Apatit ist selten und läßt rundliche Querschnitte bis 0,2 mm Durchmesser erkennen. Ebenfalls in Verbindung mit dem Biotit finden sich die Zirkone, die dort in bis etwa 0,1 mm langen, idiomorphen Kristallen vorkommen.

Auch Titanit ist nicht sehr häufig und findet sich in kleinen Körnern, die oft in schnurartiger Anordnung an Grenzen oder Spalten von Biotit gebunden sind. Untergeordnet kommt auch der späte Chlorit vor, der manchmal kräftig pleochroitisch ist.

6.3. Aplitgneise

Im gesamten Bereich des bearbeiteten Abschnitts am Ostrand des Venedigermassivs finden sich häufig diskordante Aplite, die stellenweise weit über 1 Meter mächtig werden können. Die Zugehörigkeit zum Gangfolge bzw. den Ausläufern des Venediger-Plutonismus kann jedoch nicht immer behauptet und bewiesen werden. Evident ist dies nur bei jenen Gangschwärmen von Apliten, die von kleineren Weißeneck-Dichtenseekörpern (vgl. Kap. 6.2.) ausgehen. Bedeutend schwieriger ist die Zuweisung von Apliten in der Abretterkopffolge (Kap. 5.1.). Aplitisches Gesteinsmaterial ist dort recht häufig sowohl in diskordanten wie konkordanten Lagen anzutreffen. Zumindest 2 Generationen von Apliten können dort unterschieden werden. Die ältere ist in den allgemeinen etwa Ost-West verlaufenden (westlich vom Abretterkopf) i.a. steilstehenden Lagenbau eingeschichtet, teilweise boudiniert und bisweilen schlierig bis ptygmatisch mit umgebenden Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen verbunden. Stellenweise kann eine zweite Generation abgetrennt werden, die den älteren Lagenbau scharf diskordant abschneidet (vgl. Abb. 12). Eine derartig scharfe Trennung der beiden Typen ist aufgrund der ungewöhnlich mannigfaltigen migmatischen und anatektischen Aufschlußbilder nicht immer gewissenhaft durchzuhalten. Wo die diskordante Stellung der jüngeren Gruppe eindeutig sichtbar ist, ist man am ehesten geneigt einen genetischen Zusammenhang mit der Venediger-Sippe anzunehmen (siehe dazu Kap. 5.1.).

Auch im Hochweißfeldgneiskomplex ist eine ältere Aplitgeneration von der zum Venediger gehörenden abzutrennen. Ausnahmsweise kann nämlich beobachtet werden, wie die Hochweißfeldpegmatite (Kap. 5.2.) schon ältere, meist sehr geringmächtige Aplite diskordant zerschneiden. Offenbar gehört diese im Bereich des Sandebentörls ausgesprochen untergeordnet auftretende Aplitgeneration noch zur Hochweißfeld-Granitentwicklung selbst.

Abschließend sei aber auch noch erwähnt, daß auch der relativ jüngere Venedigergneis und auch der Weißeneck-Dichtenseegneis noch von ganz späten Apliten durchschlagen wurden. Derartige Nachschübe und Spätphasen aus dem großen „Venedigertopf“ sind natürlich nicht nur im „alten Dach“ sondern auch in jenem Venedigermaterial selbst zu erwarten, das beim Hauptakt des spätvariszischen tonalisch-granodioritischen Plutonismus intrudierte, dabei partiell besonders in den höchsten Partien recht schnell abkühlte und somit rascher erstarrte als die innere Hauptmasse, aus der sich die letzten Aplite durch Differentiation abspalteten.

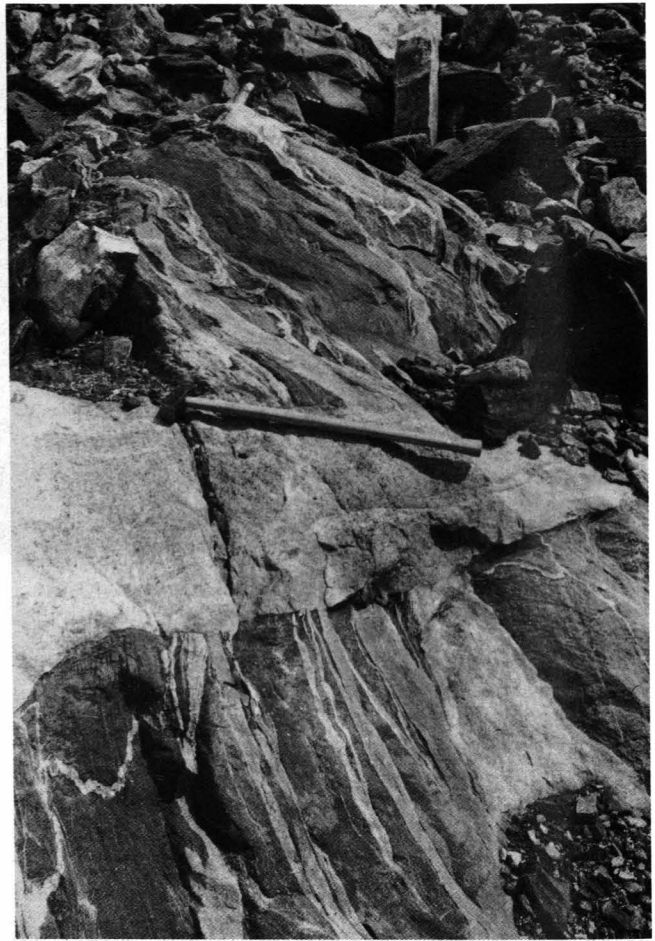


Abb. 12.

In Biotit-Plagioklasgneise der Abretterkopffolge eingeschichtete oder zumindest im bildsamen Zustand noch bis spitzfältig deformierte Aplite werden von einer jüngeren Ganggeneration, die mit dem Venedigerpluton bzw. dessen Spätphasen und Nachschüben in Verbindung gebracht werden muß, diskordant abgeschnitten.

W Abretterkees, 2620 m Höhe.

7. Zur Geochemie der Granitoide

Die geochemische Untersuchung beschränkte sich auf den Venedigergneis und den Hochweißfeldgranitgneis. Analysiert wurden die Hauptelemente sowie die Spurenelemente Nb, Y, Zr, Sr, Rb und Ba (vgl. Tab. 6).

Im allgemeinen weist der Venedigergneis höhere SiO_2 -Gehalte auf, als der typisch anatektische Hochweißfeldgranitgneis, wie er z.B. beim Sandebentörl auftritt. Letzterer hat nur in den höchst evolierten Partien (Kapruner Tal) ähnlich hohe SiO_2 Gehalte. Während die Zillertal-Venediger Zentralgneis-Suite bei den Hauptelementen besonders durch ihre höheren Gehalte an Calcium hervortritt (bezogen auf gleiches SiO_2 , vgl. Abb. 13a), sind für den Hochweißfeldgranitgneis vor allem hohe Kaliumwerte typisch (Abb. 13b). Dieser prinzipielle Unterschied äußert sich auch in der Spurenelementverteilung (Abb. 13c,d,e,f). Während für die Ca-betonten Zentralgneise des Zillertal-Venedigerkerns relativ niedrige Gehalte an Zr, Sr, Rb und Ba charakteristisch sind, läßt im Gegensatz dazu der Hochweißfeldgranitgneis im allgemeinen höhere Gehalte an die-

Tabelle 6.
Chemische RF-Analysen des Venedigergneises und Hochweißfeldgranitgneises.

Hauptelemente [in Gew.-%].							
AS...	30/88	38/88	40/87	42/88	11/87	13/87	F22
SiO ₂	70.14	69.50	69.60	72.30	62.37	62.84	72.08
TiO ₂	0.29	0.33	0.25	0.12	0.65	0.68	0.24
Al ₂ O ₃	14.21	14.70	14.40	14.80	17.86	16.40	14.82
FeO _{tot}	0.73	2.74	2.34	0.85	3.20	3.94	1.58
MnO	0.06	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.01
MgO	0.68	0.63	0.52	0.26	1.92	2.13	0.83
CaO	2.32	2.55	2.05	0.91	2.58	2.80	1.67
Na ₂ O	4.33	4.69	5.14	4.94	3.88	3.36	3.09
K ₂ O	2.94	2.07	2.98	4.25	5.31	4.76	5.30
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.10	0.17	0.26	0.10	0.12
H ₂ O	2.16	1.30	1.40	1.60	1.86	1.84	1.01
Summe	99.96	98.65	98.82	100.2	99.94	98.90	100.7
Spurenelemente [in ppm]							
AS...	30/88	38/88	40/87	42/88	11/87	13/87	F22
Nb	udN	12	12	12	22	10	7
Y	21	12	21	udN	24	8	8
Zr	161	188	168	85	315	195	130
Sr	148	241	277	130	449	418	376
Rb	103	5	102	157	188	187	131
Ba	664	883	929	419	1775	1628	1842

○ AS 30/88, 38/88 Hauptkörper des Venedigerkerns (Bereich Rotbentörl - Seekopf); AS 40/87, 42/88 Venedigergneis, intrusive Kleinkörper im Hochweißfeldgneis (Sandeben).

○ AS 11/87, 13/87 Hochweißfeldgranitgneis (Bereich Sandeben); F22 HWG vom locus typicus im Kapruner Tal (F22 aus FINGER & STEYRER 1988).

○ udN = unter der Nachweisgrenze.

sen Spurenelementen erkennen. Besonders beim Barium sind die Werte im Hochweißfeldgneis signifikant höher (Abb. 13f).

Insgesamt stehen die gewonnenen Ergebnisse gut mit den bislang an Zentralgneisen im Tauernfenster durchgeführten geochemischen Untersuchungen im Einklang (vgl. F. FINGER & H.P. STEYRER, 1988).

Folgt man diversen Klassifizierungsvorschlägen zur geochemischen Charakterisierung von Plutoniten, so ergibt sich sowohl für die Granitoide des Zillertal-Venedigerkerns als auch den Hochweißfeldgranitgneis I-Typ Charakteristik, wobei man beide Gruppen bezüglich ihrer plattentektonischen Herkunft als volcanic arc Granite (VAG, nach J.A. PEARCE et al., 1984) klassifizieren kann.

Damit läßt sich aufgrund actuotektonischer Vergleiche die Existenz eines paläozoischen aktiven Kontinentalrandes im Bereich des heutigen Tauernfensters ableiten, wobei ein komplexes Suduktions-Kollisions Regime (F. FINGER, 1987) für den spätpaläozoischen I-Typ Plutonismus des mittleren Tauernfensters verantwortlich sein könnte. Für eine wichtige paläozoische aktive Plattengrenze in den Hohen Tauern selbst oder in der Nähe spricht neben dem jungpaläozoischen Granitplutonismus auch ein vorangegangener ausgedehnter altpaläozoischer Inselbogen- und back-arc-Vulkanismus mit voralpidischen Ophiolithsequenzen, der sich an mehreren Stellen im Tauernfenster nachweisen

läßt (vgl. dazu z.B. H.P. STEYRER, 1983; W. FRISCH & D. RAAB, 1987; G. VAVRA & W. FRISCH, 1989; F. NEUBAUER et al., 1989).

Aufgrund der sonst recht unterschiedlichen geochemischen Charakteristik von Hochweißfeldgranitgneisen und den eher tonalitischen Zentralgneisen des Zillertal-Venedigerkerns (vgl. Abb. 13) muß man für beide sicherlich unterschiedliche Magmenquellen annehmen, aber das hängt wohl auch mit der zeitlich unterschiedlichen Aufschmelzung und Platznahme während der orogenen Ereignisse und nach diesen zusammen.

Dabei sind vor allem die hohen Kalium-Gehalte des Hochweißfeldgranits bemerkenswert (vgl. Abb. 13b), denn ähnlich hohe K₂O-Werte sind auch für manche Granite aus dem jungpaläozoischen südböhmischen Granitarreal des oberösterreichischen Moldanubikums kennzeichnend. Darüberhinaus sind auch die Zirkontrachten des Hochweißfeldgneises mit großen (100) und (101) Flächen offenbar ein Charakteristikum solcher K₂O betonter Granitoidserien, wie wir von den K₂O betonten Mühlviertler Graniten (z.B. Weinsberger Granit, Engerwitzdorfer und Schlierengranit) wissen (G. FRASL, 1963; F. FINGER et al., 1987).

Diesbezüglich wird besonders in Arbeiten aus jüngerer Zeit (F. FINGER et al., 1990; E. KOSCHIER & F. FINGER, 1989) darauf hingewiesen, daß eine solche kalibetonte geochemische Charakteristik auf Aufschmelzung biotitreicher intermediärer Gneise (ehemalige Metavulkanite?) zurückzuführen sein könnte. Demzufolge muß man auch im Hinblick auf die Magmenquelle des Hochweißfeldgneises mit alter kontinentaler Kruste rechnen und somit innerhalb des „Altkristallins im Tauernfenster“ die Existenz alter kontinentaler Kruste annehmen. Jüngst veröffentlichte Nd-Daten von Zentralgneisen im mittleren Tauernfenster (A. VON QUADT in A. SCHERMAIER et al., 1990) erhärten diese Hypothese.

Wie schon ein Blick auf die Modalanalysen (vgl. Abb. 7) zeigt folgen umgekehrt die Gesteine des Zillertal-Venedigerkerns einem kalkalkalischen, tonalitisch-trondjemitischen bis granodioritischen Trend bzw. einem high-CaO Trend (F. FINGER et al., 1990) in welchen sich auch die Proben meines Arbeitsgebietes zwanglos einfügen. Auch im AFM-Diagramm ist dieser kalkalkalische Trend überzeugend sichtbar. Übrigens zeigen die Zillertal-Venediger Granitoide auf diese Weise deutliche geochemische Affinitäten zu anderen postorogenen, allerdings alpidischen Plutoniten, wie sie etwa an der periadriatischen Naht oder im Rieserferner Gebiet auftreten (vg. G. BELLINI et al., 1981; C. DUPUY et al., 1982; F. FINGER et al., 1990).

Auf die petrographischen Ähnlichkeiten der Granitoide des Adamello- und Rieserfernergebietes mit den Zentralgneisen der Zillertal-Venedigermasse wurde schon früher vielfach ausführlich hingewiesen (z.B. F. KARL, 1959). Das damals daraus abgeleitete alpidische Intrusionsalter der tonalitischen Zentralgneise erwies sich jedoch, wie wir heute wissen als nicht haltbar: die Zentralgneise sind insgesamt voralpidischen Alters (vgl. BESANG et al., 1968; JÄGER et al., 1968; R. CLIFF, 1977, 1981). Die Frage ist nur die richtige Reihenfolge der Intrusionen, und die läßt sich durch die Analyse von Intrusionsverbänden wie im vorliegenden Beispiel, etwa zwischen Hochweißfeldgneis und Venedigerintrusion oder zwischen Kratzenbergsee-Migmatit und Weißeneck-Dichtenseegneis, schrittweise mit unumkehrbaren Resultaten klären.

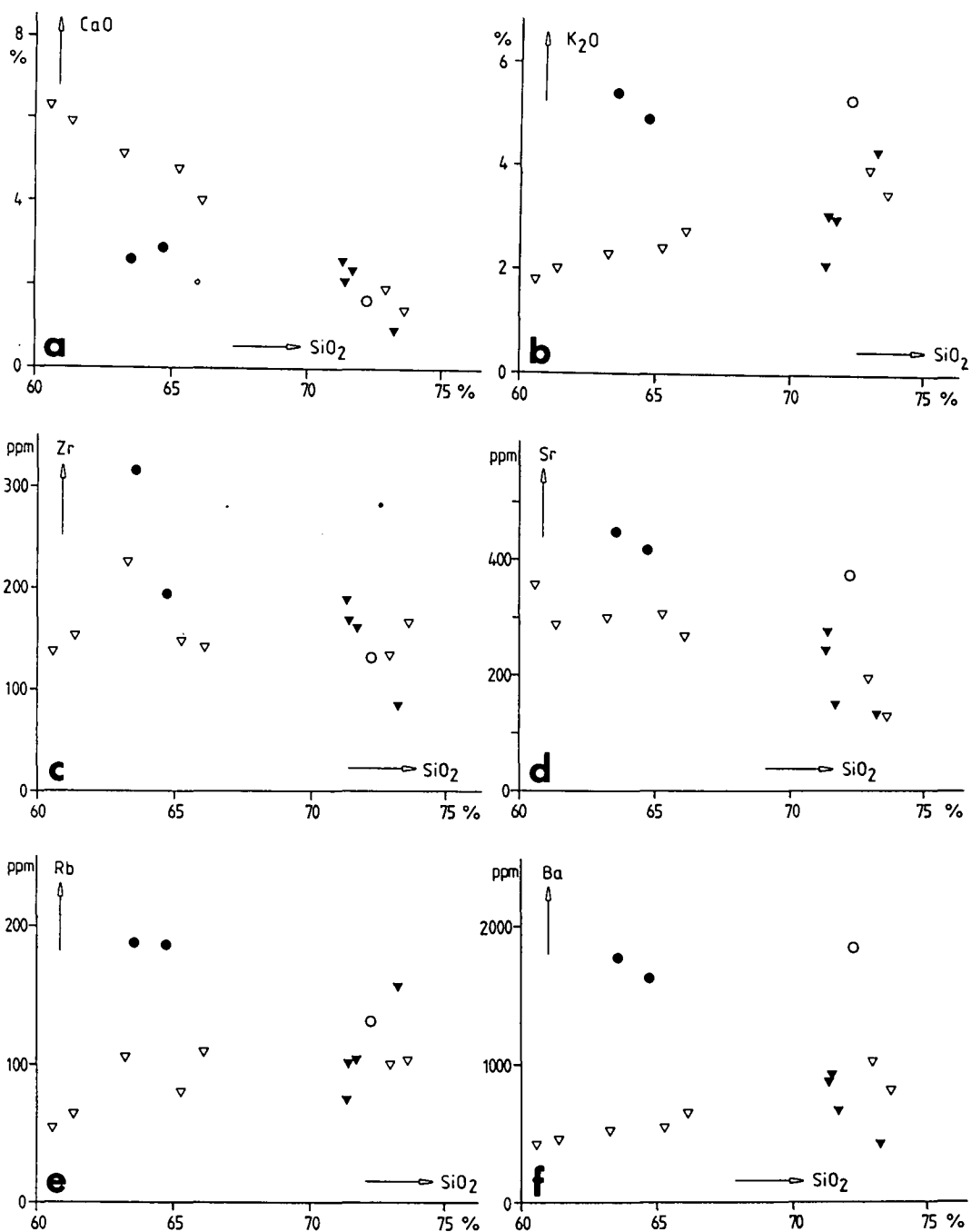


Abb. 13. HARKER-Diagramme einiger ausgewählter Haupt- und Spurenelementanalysen; Eintragung der Analysen wasserfrei auf 100 % normiert. ∇ , \blacktriangledown = Zillertal-Venediger-zentralgneise; \circ , \bullet = Hochweissenfeld-Granitgneis; volle Signaturen bezeichnen Proben vom Bereich des Venedigerostrandes, sonstige Analysedaten nach F. FINGER & H.P. STEYRER (1988 und unpubl.).

8. Schlußfolgerungen

Die Arbeit zeigt, daß man in den höhermetamorphen und z.T. auch polymetamorphen Serien des Tauernfensters trotz des alpidischen (und eventuell auch schon variszischen) Deckenbaues und einer nachfolgenden Aufwärmung auf etwa 550°C aufgrund von Geländebeobachtungen eindeutige Altersabfolgen bei den Granitoiden feststellen kann. Manche Teilbereiche bleiben nämlich offensichtlich alpidisch dermaßen verschont, daß die Analyse der Intrusionsverbände und eine relative chronologische Rekonstruktion von präalpidisch magmatischen Ereignissen möglich ist.

Nachdem vor kurzem in einem Teil des östlichen Tauernfensters eine lokale, mehrteilige Gliederung von Zentralgneisgenerationen aufgestellt werden konnte (G.

FRASL et al. 1987; B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER, 1989), konnte in ähnlicher Weise nun auch für bestimmte Bereiche im mittleren Tauernfenster die Abfolge der vormesozoischen geologischen Entwicklung stückweise aufgeklärt werden.

Die Platznahme des großen Venedigerplutons ist, nach den vorliegenden Intrusionsverhältnissen zu schließen, am ehesten der spät- bis posttektonischen plutonischen Aktivität der variszischen Orogenese zuzurechnen. Denn die für diesen Pluton typischen tonalisch-granodioritischen Intrusionen samt Gangfolge und Nachschüben bilden im Bereich des Venediger-Ostrandes stets die jüngste Ganggeneration, die alle älteren Gefüge und Baupläne, also auch die des Hochweissenfeldgneises (einem in situ-Anatexit), diskordant durchbricht.

Noch unpublizierte U/Pb-Datierungen an Zirkonen*) lassen auf ein spätvariszisches Bildungsalter des Hochweißfeldgranits von ca. 310 Mio. Jahren schließen und sprechen somit ebenfalls wie die strukturellen Verhältnisse gegen eine frühvariszische Intrusion des Venedigerplutons.

Auch der Ca-betonte kalkalkalische Chemismus spricht in Analogie zum alpidischen Adamello- oder Rieserfernerstock nicht gegen einen postkollisionären Aufstieg der Tonalitmassen. Die scharfbegrenzten Spaltenfüllungen und diskordanten Abspaltungen des Tonalitstocks, die im beschriebenen Arbeitsgebiet ihr "altes Dach" brekzienartig unter Bildung eines Gangnetzes aufweiten, liefern weiters ein Indiz für eine relativ hochplutone Platznahme für diesen Teil des Venedigerplutons in einem bereits abgekühlten, d.h. postorogen herausgehobenen Krustenstockwerk.

Das Riffdeckenkristallin, also das „alte Dach“ des Venedigerplutons war aber sicher schon vorher migmatitisch und anatektisch geprägt. Die Intrusion des Tonalits kann nicht die Ursache für die Anatexis in der Venedigerhülle gewesen sein. Diese Anatexis ist hier deutlich älter und hat offensichtlich schon vorher in einem heißeren und vermutlich auch wesentlich tieferen Krustenstockwerk stattgefunden.

Der Hochweißfeldgranitgneis ist aufgrund der Geländebeziehungen als reifstes Produkt der anatektischen Entwicklungsreihe anzusehen. Nachdem dieses Typusgestein über den gesamten Erstreckungsraum der Riffdecke bis ins Kaprunertal verfolgt werden kann, ist auch im wesentlichen eine gemeinsame anatektische Entwicklung des übrigen Riffdeckenkristallins vor der Venedigerintrusion naheliegend. Dabei ist auch an die Existenz einer alten, vermutlich mittelproterozoischen kontinentalen Kruste zu denken, welche insgesamt bei der Bildung der verschiedenen Granitoide im mittleren Tauernfenster eine nicht unerhebliche Rolle als Magmenquelle spielen dürfte (A. SCHERMAIER et al., 1990). Neben radiometrischen und isotopechemischen Daten (A. VON QUADT in SCHERMAIER et al., 1990) weist schon die auffällige K₂O-Betonung (F. FINGER & H. P. STEYRER, 1988) bestimmter Riffdeckengranitoide auf eine dicke präexistente kontinentale Kruste in diesem Bereich hin (A. SCHERMAIER et al., 1990).

Auf jeden Fall muß zwischen der anatektischen Bildung des Hochweißfeldgneises und der hochplutonischen Tonalitintrusion des Venedigers genügend Zeit vergangen sein, in welcher das migmatisierte Krustenstockwerk heben, abkühlen und spröde werden konnte.

Wie G. FRASL (in A. SCHERMAIER et al., 1990) vermerkt, erinnert die im mittleren Tauernfenster im wesentlichen zweiphasige variszische Krustenentwicklung an den prinzipiellen Entwicklungsgang im oberösterreichischen Moldanubikum. Auch dort wurde zunächst ein älterer synorogener anatektischer Bau (charakterisiert beispielsweise durch die Pergneise und Schlierengranite bis zu den Weinsberger Graniten als Kulmination

der Entwicklung) während des Karbons rasch herausgehoben und später von einer Reihe von postorogenen hochplutonischen Intrusionen (z.B. der Mauthausner/Freistädter Generation) durchschlagen. Es sei jedoch ausdrücklich darauf hingewiesen, daß eine derartige prinzipielle Parallelität der im wesentlichen zweiphasigen Faziesentwicklung der Granitoidbestände zunächst noch keine paläogeographische Assoziationen zuläßt – im Sinne der damaligen Position der jungpaläozoischen Tauernkruste gegenüber der etwa gleichalten Kruste in den südböhmischen Granitmassen in Oberösterreich und im südlichen Bayrischen Wald.

Ich darf schließlich G. FRASL (mündl. Mitt.) zitieren, der es als eine wichtige Erkenntnis aus den hiesigen Studien bezeichnet hat, daß es mitten im Tauernfenster trotz aller alpidischen Überprägung, selbst im tiefsten Stockwerk der Ostalpen, noch Teilbereiche gibt, an denen die Intrusionsfolge und die jeweiligen Bildungsbedingungen der Granitoide verschiedener Krustenniveaus aufgrund der beobachtbaren Intrusionsverbände aufzuklären sind. – Dies im Prinzip auch nicht schlechter als in den genannten außer-alpinen Vergleichsgebieten, die von der alpidischen Überprägung völlig verschont geblieben sind. Dafür sind aber die Aufschlußverhältnisse in den Hohen Tauern unvergleichlich besser – ein Ausgleich für die Probleme in der Bestimmung der Intrusionsalter bei einer derartig starken alpidischen Wiederaufwärmung.

Dank

Die vorliegende Arbeit ist im wesentlichen eine Zusammenfassung meiner Diplomarbeit, welche ich am vormaligen Institut für Geowissenschaften/Universität Salzburg von 1986 bis 1990 durchgeführt habe.

Für viele wertvolle Anregungen, Ideen und Diskussionen möchte ich nochmals meinen beiden Betreuern Herrn Prof. Dr. G. FRASL und Herrn Dr. F. FINGER recht herzlich danken. Beide Herren nahmen sich freundlicherweise auch einer kritischen Durchsicht des Manuskripts an.

Herrn Dr. H.P. STEYRER verdanke ich wertvolle zeichentechnische Tips bei der Gestaltung der geologischen Karten.

Dem Fond zur Förderung wissenschaftlicher Forschung (FFWF) danke ich für finanzielle Unterstützung (Projekt Nr. 7353, Leiter G. FRASL).

Literatur

- BELLIENI, G., PECERILLO, A. & POLI, G.: The Vedrette di Ries (Rieserferner) plutonic complex: Petrological and geochemical data bearing on its genesis. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 145–156, Heidelberg 1981.
- BESANG, C., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, R. & WENDT, I.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). – *Geol. Jb.*, **86**, 835–844, Hannover 1968.
- CLIFF, R.A.: Rb-Sr measurements on granite-gneisses from the Granatspitzkern, Hohe Tauern, Austria. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1977/2**, 101–104, Wien 1977.
- CLIFF, R.A.: Pre-Alpine history of the Pennine zone in the Tauern window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 262–266, Heidelberg 1981.
- CORNELIUS, H.P.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Stubach- und Kaprunertale (Glocknergruppe). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1930/4**, 117–121, Wien 1930.
- CORNELIUS, H.P.: Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerns und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. – *Ber. Reichsstelle f. Bodenf.*, **1941/1–2**, 14–20, Wien 1941.

*) Hierbei wurden speziell vorsortierte Zirkonfraktionen an der ETH Zürich analysiert (A. VON QUADT, unpubl.), wobei u.a. auch ein konkordantes Zirkonalter von 308 ± 12 m.a. gemessen wurde. Die den Isotopenanalysen zugrundeliegenden Kornsortierungen erfolgten nach morphologischen und optischen Kriterien, wobei hier die speziellen Erfahrungen ausgenutzt werden konnten, welche sich in den letzten Jahren am Salzburger Institut im Zusammenhang mit der petrogenetischen Interpretation von Granitzirkonen ergeben haben (vgl. z.B. G. FRASL, 1963; F. FINGER, 1989; F. FINGER et al., 1991).

- CORNELIUS, H.P.: Geologisches über die Granatspitzgruppe. – Ztschr. des DAV, **1942**, 61–68.
- CORNELIUS, H.P.: Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern). – Ber. Reichsstelle f. Bodenf., **1944**, 25–31, Wien 1944.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes (Teil I). – Abh. d. Zweigstelle Wien für Bodenf., **25**, 1–305, Wien 1939.
- DUPUY, C., DOSTAL, J. & FRATTA, M.: Geochemistry of the Adalmello Massif (Northern Italy). – Contrib. Mineral. Petrol., **80**, 41–48, Heidelberg 1982.
- FINGER, F.: Der granitische Magmatismus im Tauernfenster – ein weiterer Anzeiger für eine bedeutende paläozoische Subduktionszone im Bereich des Penninikums. – uni-aktuell, Tauerntagung Mittersill, 10/87, 12–13, Salzburg 1987.
- FINGER, F.: N-type, C-type and X-type zircons in granites. – Europ. Jour. Mineral., **1**, Bh. 1, 46, Stuttgart 1989.
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., MATL, H. & STEYRER, H.P.: Über Zirkontrachten in den verschiedenen variszischen Granitoiden der südlichen Böhmisches Masse (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 646–647, Wien 1987.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P.: Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) – Some aspects on their correlation to Variscian plate tectonic processes. – Geodynamica acta, **2/2**, 75–87, Paris 1988.
- FINGER, F., FRIEDL, G. & MATL, H.: Über drei geochemisch stark divergierende Subtypen von I-Typ Granitassoziationen mit Na₂O, mit CaO und mit K₂O Betonung. – Mitt. Österr. Min. Ges., **135**, 233–239, Wien 1990.
- FINGER, F., FRIEDL, G. & HAUNSCHMID, B.: Zircon xenocrysts as important indicator minerals of magma contamination in the Freistadt granodiorite pluton, northern Austria. – Geologica Carpathica, **42**, Bratislava 1991.
- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe. – Wiss. Alpenvereinshefte, **21**, 95–111, Innsbruck 1969.
- FRANK, W., MILLER, Ch., PETRAKIS, K., PROCHASKA, W. & RICHTER, W.: Exkursion E6/ÖGG-ÖMG Tagung – Das penninische Kristallin im Mittelabschnitt des Tauernfensters und die Rieserfernerintrusion mit ihrem Kontakthof. – Fortschr. Miner., **59**, Beiheft 2, 97–128, Stuttgart 1981.
- FRANK, W., MILLER, Ch. & PESTAL, G.: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 152 (Matrei in Osttirol), 1 : 50.000. – hrsg. von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1987.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen. – Jb. Geol. B.-A., **96**, 143–192, Wien 1953.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen Wachstums an den Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **97**, 71–132, Wien 1954.
- FRASL, G.: Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matrei in Osttirol). – Verh. Geol. B.-A., **1955/1**, 22–26, Wien 1955.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 323–472, Wien 1958.
- FRASL, G.: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 405–428, Wien 1963.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. – Der Aufschluß, Sonderband **15**, 30–58, Heidelberg 1966.
- FRASL, G., HOLUB, B., KRÜHL, J.H., MARSCHALLINGER, R.: Exkursion am 2.10 in das Zentralgneis- und Migmatitgebiet im Maltatal (Östliche Hohe Tauern, Kärnten). – Exkursionsführer Tauerntagung, Österr. Geol. Ges., Mittersill 1987.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977/11**, 675–696, Stuttgart 1977.
- FRISCH, W.: Tectonics of the Western Tauern window. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 65–71, Wien 1980.
- FRISCH, W. & RAAB, D.: Early paleozoic back-arc and island-arc settings in greenstone sequences of the Central Tauern window (Eastern Alps). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 545–566, Wien 1987.
- FUCHS, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze – Großvenediger, Hohe Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 201–248, Wien 1958.
- FUCHS, G.: Zur tektonischen Stellung der Mittleren Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 80–96, Wien 1962.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F.: The microcline – sanidine stability relations. – Geochim. et Cosmochim. Acta, **5**, 1–19, 1954a.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F.: Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. – Geochim. et Cosmochim. Acta, **6**, 100–118, 1954b.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R.: Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81** 5–31, Wien 1989.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Rb-Sr Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **13**, 251–272, Wien 1969.
- KARL, F.: Aufnahmsberichte. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1953–1969.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 1–192, Wien 1959.
- KARL, F.: Über das Alter der Granite in den Hohen Tauern. – Geol. Rdschau, **50**, 499–05, Stuttgart 1960.
- KARL, F.: Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinsystematische Stellung tonalitischer Granitoider Gesteine. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **11**, 413–438, Wien 1966.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Spezialkarte der Geol. B.-A., Blatt Krimml (ÖK 151), 1 : 50.000, Wien 1979.
- KÖLBL, L.: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math-naturwiss. Kl., **141**, 39–66, Wien 1932.
- KOSCHIER, E.R. & FINGER, F.: Genesis of high-K₂O I-Type granitoids in the Southern Bohemian Massiv. – Terra abstracts, Vol. **1**, 1/89, Straßbourg 1989.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P.: Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. – Journ. Volc. Geotherm. Res., **1982/14**, 169–186, Amsterdam 1982.
- MALECKI, G.: Aufnahmsberichte. – Jb. Geol. B.-A., Wien 1976–1979.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H.: Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **164**, 49–62, Amsterdam 1989.
- PEARCE, J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE, A.G.: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – Journ. Petrol., **25/4**, 956–983, 1984.
- PESTAL, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau/Salzburg). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 117 Seiten, Wien 1983.
- PESTAL, G.: Exkursionsführer – Profil Felbertauernstraße. – Tauerntagung Mittersill 1987.
- RAAB, D.: Genese der Amphibolitfolgen der alten Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). – Unveröff. Dipl.-Arb., 89 S., Tübingen 1983.

- RAASE, P.: Petrographie und Geologie des Oberen Zillergrundes (Zillertaler Alpen, Österreich). – Dissertation Universität Kiel 1972.
- SCHERMAIER, A.: Geologisch-Petrographische Untersuchungen am Ostrand des Venedigermassivs/Hohe Tauern (Salzburg, Osttirol). – Diplomarbeit, 111 S., Universität Salzburg 1990.
- SCHERMAIER, A., VON QUADT, A., FRASL, G. & FINGER, F.: Zur präalpidischen Entwicklung der kontinentalen Kruste im mittleren Tauernfenster. – Abstracts III. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallingeologie, 199–202, Graz 1990.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersicht der Venedigergruppe. – Verh. Geol. B.-A., **1961/1**, 34–55, Wien 1961.
- STEYRER, H.P.: Die Habachformation der Typolokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **76**, 69–100, Wien 1983.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V.: Geochemistry of the metabasites in the Habach Formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria): a preliminary report. – *Ofioliti*, **10**, 441–456.
- STRECKEISEN, A.L.: Classification and nomenclature of igneous rocks. – N. Jb. Min. Abh., **107**, 140–240, Stuttgart 1967.
- TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148/3**, 286–319, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I – Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (F. Deuticke) 1977.
- VAVRA, G. & FRISCH, W.: Pre-variscan back-arc and island-arc magmatism in the Tauern window (Eastern Alps). – *Tectonophysics*, **169**, 271–280, Amsterdam 1989.
- WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. – Abh. Bayr. Akad. Wiss. II. Kl., **18**, 3. Abt., 717–736, 1894.
- WINKLER, M., FIMMEL, R., FRISCH, W. & REICHERTER, K.: Die magmatische Entwicklung der Zentralgneise im zentralen Tauernfenster (Penninikum, Ostalpen). – Abstracts III. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallingeologie, 248–250, Graz 1990.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 1. März 1991.

Deformation und Metamorphose im Thurntaler Komplex (Ostalpen)

Von BERNHARD SCHULZ*)

Mit 14 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Tafel

*Osttirol
Ostalpin
Basement
Quarzphyllit
Metamorphose
Scherdeformation
Quarzgefüge
Varisziden*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 177, 178, 179

Inhalt

Zusammenfassung	369
Abstract	369
1. Einleitung	370
2. Petrographischer Überblick	370
3. Gefüge	372
3.1. Großstrukturen (Falten, Störungen)	372
3.2. Mesostrukturen (F ₂ , F ₃ , S ₄ , S ₅ , Knickfalten)	373
3.3. Mikrostrukturen	379
3.4. Quarzgefüge	380
3.5. Scherrichtungen und Schersinne	383
4. Mineralchemie und Metamorphoseverlauf	384
5. Deformations- und Metamorphosegeschichte	387
Dank	388
Literatur	390

Zusammenfassung

Der Thurntaler Komplex südlich des Tauernfensters wird aus vermutlich frühpaläozoisch (Ordovizium bis Unterdevon) abgelagerten Phylliten, Metabasiten und Porphyroidschiefern aufgebaut. Eine variskische, prograde, temperaturbetonte Metamorphose der Gesteine verlief gleichzeitig zur Bildung der Hauptfoliation S₂ und Isoklinalfaltung F₂ durch eine Scherdeformation D₁-D₂. Synkristallin rotierte Granate und Plagioklase in Phylliten, Schersinnkriterien in Porphyroidschiefern und einige Quarz-c-Gefüge zeigen einen tektonischen Transport des Hangenden nach WSW parallel zur Streckungslineation L bei D₁-D₂ an. Foliation und Lineation im benachbarten Altkristallin (Meta-psammopelitische Einheit) verlaufen parallel zu entsprechenden Strukturen des Thurntaler Komplexes. Eine synmetamorphe und syndeformative Anlagerung des Thurntaler Komplexes an das Altkristallin während D₁-D₂ ist daher wahrscheinlich und erklärt die foliationsparallelen lithologischen Kontakte beider Einheiten. Die nachfolgenden Deformationen D₃, D₄, D₅ sind der retrograden variskischen Metamorphose zuzuordnen. Bei D₃ wurde S₂ offen bis eng um WSW-ENE-streichende flache Achsen verfaultet. Im Westteil des Komplexes gibt es lokal einen NE-gerichteten Transport des Hangenden entlang einer Scherbandfoliation S₄ mit vollständig rekristallisierten Quarzkörnern. Plastisch deformierte Quarze mit randlicher Rekristallisation finden sich in S₅-Scherzonen (D₅), die vor allem im Grenzbereich zum Altkristallin auftreten. Ein NW-, aber auch WSW-Transport des Hangenden in diesen Scherzonen ist bemerkenswert. Spätere großräumige Verfaultung und Verstellung um WSW-ENE-Achsen, Knickfaltung um NE-SW- und NW-SE-Achsen und WSW-streichende Aufschiebungen werden einer Spröddeformation um und unter 300°C zugeordnet. Ein alpidisches Alter dieser post-D₅-Strukturen wird aus Quarztexturen in eingeschuppten permotriassischen Sandsteinen deutlich.

Deformation and Metamorphism in the Thurntal Complex (Eastern Alps)

Abstract

The Thurntal Complex to the south of the Tauern Window is constituted of phyllites, metabasites and porphyroid schists with a presumed early-Palaeozoic (Ordovician to early-Devonian) age of deposition. A Variscan prograde temperature-dominated

*) Anschrift des Verfassers: Dr. BERNHARD SCHULZ, Institut für Geologie und Mineralogie, Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen.

metamorphism affected the rocks synchronous to the formation of the main foliation S_2 and isoclinal folding F_2 by shearing deformation D_1 – D_2 . Syn-crystalline-rotated garnets and plagioclases in phyllites, shear-sense criteria in porphyroid schists and some quartz-c fabrics indicate a top-to-WSW tectonic transport parallel to the stretching lineation L during D_1 – D_2 . Foliation and lineation in the adjacent Altkristallin (meta-psammopelitic unit) are parallel to corresponding structures in the Thurntal complex. Thus, a synmetamorphic and syntectonic integration of the Thurntal complex into the Altkristallin in course of D_1 – D_2 is probable and may explain foliation-parallel lithological contacts of both units. The subsequent deformations D_3 , D_4 , D_5 are related to the retrograde part of Variscan metamorphism. Foliation S_2 was openly to tightly folded around WSW–ENE-trending flatly plunging hinge lines. In the western part of the complex, locally a top-to-NE transport along a shearband foliation S_4 with completely recrystallized quartz grains is observed. Plastically deformed quartz grains with marginal dynamic recrystallization occur in S_5 -shear zones which are mainly found along the border to the Altkristallin. A top-to-NW as well as a top-to-WSW transport in these zones is remarkable. Later large-scale folding and dislocation around WSW–ENE-axes, kink folding around NE–SW- and NW–SE-trending hinge lines and WSW-trending thrust faults are related to brittle deformation around and below 300°C. An Alpine age of these post- D_5 structures is evident from quartz textures in imbricated Permotriassic sandstones.

1. Einleitung

Der Thurntaler Komplex (TK) im Südteil des ostalpinen Basements (Abb. 1) bildet eine der größten zusammenhängenden prä-mesozoischen Phyllit-Sequenzen in den Ostalpen. Die zum Periadriatischen Lineament gehörende Pustertal-Störung trennt den Thurntaler Komplex von den paläozoischen und mesozoischen Einheiten des Südalpins; die weniger bedeutende Drau-Nordrand-Störung bildet die Grenze zum südlich anschließenden permomesozoischen Drauzug und seinem kristallinen Unterlager (Abb. 2). Der zumeist foliationskoncordante Übergang von den Quarzphylliten, Phylliten, Metabasiten und Porphyroid-Schiefern des Komplexes zu den im W, N, E und teilweise auch im S anschließenden Paragneisen und Glimmerschiefern mit darin eingelagerten Orthogneisen der meta-psammopelitischen Einheit – im folgenden als „Altkristallin“ bezeichnet – wurde in den vergangenen Jahren intensiv erforscht und kontrovers diskutiert. SASSI & ZANFERRARI (1972), SASSI et al. (1974) und PURTSCHELLER & SASSI (1975) sahen in der niederdruckmetamorph grünschieferfaziell geprägten Phyllit-Serie eine altpaläozoische klastische Folge, die dem vorher amphibolitfaziell geprägten Altkristallin transgressiv auflagerte und danach mit diesem zusammen die variskische grünschieferfazielle Metamorphose erfuhr. HEINISCH & SCHMIDT (1976, 1984) jedoch deuteten die „grobklastischen Transgressions-Konglomerate“ (SASSI & ZANFERRARI, 1972) des Thurntaler Komplexes im Markinkele-Profil (Abb. 6e) zu Quarzklasten-führenden Myloniten um und stellten einen primär tektonischen Kontakt der beiden offensichtlich unterschiedlich metamorphen Einheiten fest.

Das Ablagerungsalter der Metasedimente des Thurntaler Komplexes reicht vom Ordovizium bis ins Unter-

devon, wie aus lithologischen Vergleichen mit geringer metamorphen und datierten paläozoischen Phyllit-Serien vermutet wurde (SCHÖNLAUB, 1979; HEINISCH & SCHMIDT, 1984; SASSI et al., 1987). Eine wichtige Rolle für diese vorläufige Einstufung des Thurntaler Komplexes bilden Metabasite mit Arsenkies-Scheelit-Vererzungen (HÖLL, 1971; KROL, 1974) sowie Porphyroid-Schiefer. Letztere können petrographisch und geochemisch mit dem ober-ordovizischen Blasseneck-Porphyroid der Nördlichen Grauwacken-Zone verglichen werden (SCHÖNLAUB, 1979; HEINISCH, 1981; HEINISCH & SCHMIDT, 1982). Damit liegen im Thurntaler Komplex womöglich metamorphisierte vulkanosedimentäre Äquivalente der ober-ordovizischen sauren Plutonite (BORSI et al., 1973; PECCERILLO et al., 1979; CLIFF, 1980) des benachbarten Altkristallins vor. Allerdings sind diese zeitlichen und paläogeographischen Korrelationen des Thurntaler Komplexes bisher weder biostratigraphisch noch durch radiometrische Altersdaten belegt. So sind lediglich aus dem benachbarten Altkristallin Rb-Sr-Glimmeralter von 260–300 Ma bekannt (BORSI et al., 1978), die dort eine spätvariskische Abkühlung nach vorangegangener Metamorphose anzeigen.

Die hier vorgestellte Arbeit beschreibt nun die Deformation und Metamorphose des Thurntaler Komplexes. Es wird eine relative zeitliche Gliederung der Deformationsereignisse vorgenommen, und die Art und Ausbildung des Kontaktes zwischen Thurntaler Komplex und Altkristallin diskutiert.

2. Petrographischer Überblick

Die petrographische Abgrenzung der feinkörnigeren Gesteine des Thurntaler Komplexes von den im Vergleich dazu grobkörnigeren Glimmerschiefern des Altkristallins erfolgte mittels des deutlich erhöhten Chlorit-Anteils in den Thurntaler Muscovit-, Chlorit-Muscovit-, Muscovit-Chlorit-, Chlorit-Biotit-Muscovit- und Granat-Phylliten. Vor allem letztere zeigen Übergänge zu Glimmerschiefern. Zwischen den Gesteinen des Altkristallins und des Thurntaler Komplexes befindet sich nur örtlich eine scharfe, dann durch jüngere Scherzonen (S_5) oder Störungen bedingte Grenze. Zumeist ist ein lithologischer Übergang im 100 m-Bereich zwischen beiden Einheiten zu finden (SPAETH & KREUTZER, 1989; 1990). Feinkörnige Granat-Glimmerschiefer im Bereich des Gabesitten und des Winkeltales (Abb. 2, 6d) – von SCHMIDEGG (1937), SENARCLENS-GRANCY (1964) und KROL (1974) bereits dem Thurntaler Komplex zugeordnet und bei Außervillgraten Muscovit-

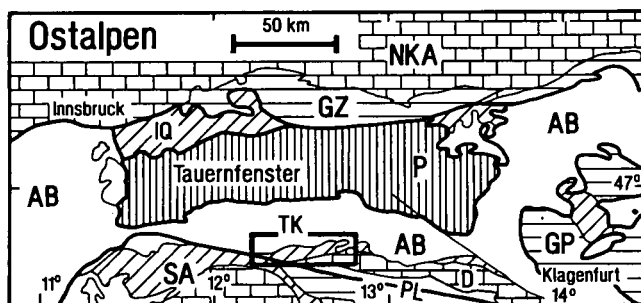


Abb. 1.
Lage des Thurntaler Komplexes in den Ostalpen.
AB = Austroalpines Basement; D = Drauzug; GP = Gurktaler Paläozoikum; GZ = Grauwackenzone; IQ = Innsbrucker Quarzphyllit; NKA = Nördliche Kalkalpen; P = Penninikum; PL = Periadriatisches Lineament; SA = Südalpin; TK = Thurntaler Komplex.

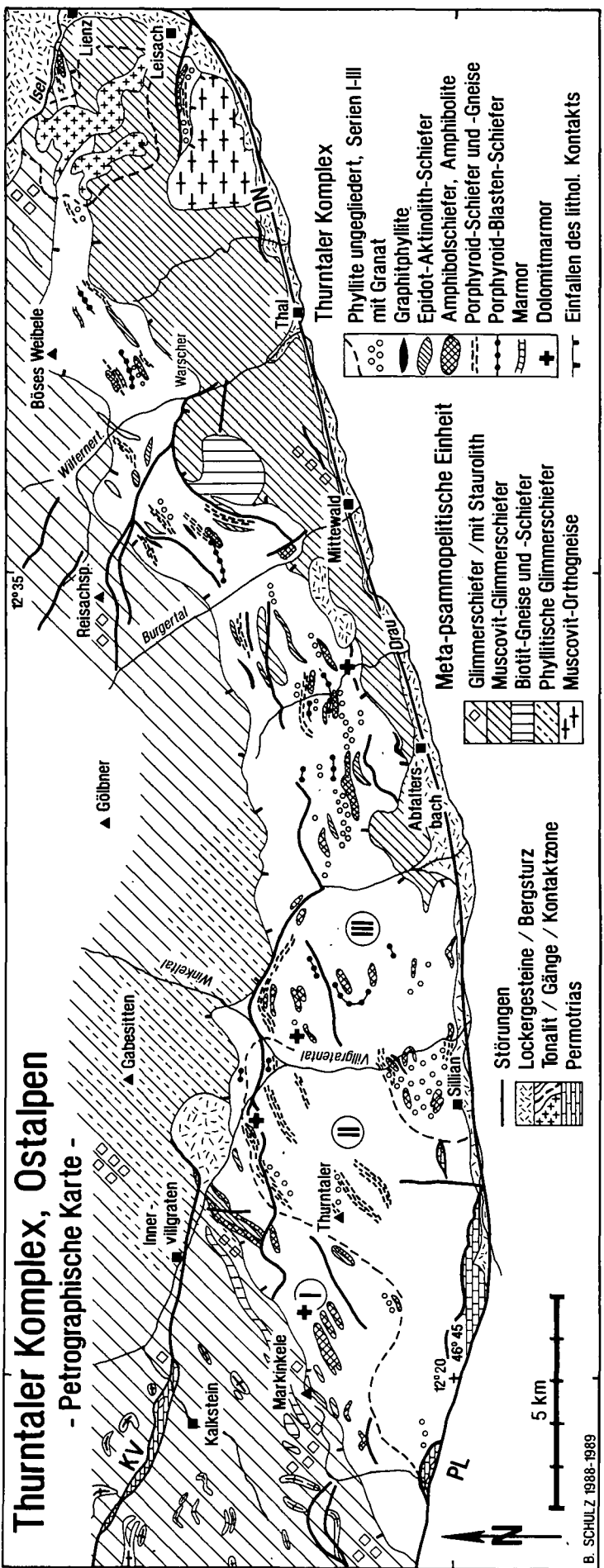


Abb. 2.
Petrographische Karte des Untersuchungsgebietes.

Chlorit-Phyllite überlagernd – wurden als phyllitische Glimmerschiefer getrennt ausgehalten. Wahrscheinlich gehören diese Gesteine zum Altkristallin, denn es treten hier keine Porphyroid-Schiefer und Metabasite wie im Thurntaler Komplex auf. Die phyllitischen Glimmerschiefer begleiten die Thurntaler Phyllite am Nordrand und bilden wohl einen Übergang zu grobkörnigeren Paragneisen und Staurolith-Glimmerschiefern des Altkristallins.

Im Süden begrenzen Staurolith-führende Muscovit-Glimmerschiefer und Biotit-Gneise des Altkristallins den Thurntaler Komplex. Dieser wird nach E hin immer schmäler und keilt schließlich zwischen den Altkristallin-Serien im Bereich des jungalpidischen Tonalits von Pölland bei Lienz (BORSI et al., 1978) aus. In der Kontaktaureole gibt es dunkle feinkörnige harte Schiefer und Gneise, die neugebildeten Andalusit, Cordierit und Hercynit führen und die eine deutliche statische Temperung des alten lagigen Quarz-Feldspat-Glimmer-Gefüges aufweisen.

Im W, im Bereich des Markinkele, grenzen Chlorit-Muscovit- und Epidot-Aktinolith-Schiefer des Thurntaler Komplexes unmittelbar an Staurolith-führende Glimmerschiefer und Biotit-Gneise des Altkristallins (SCHMIDEGG, 1937; SASSI & ZANFERRARI, 1972; KROL, 1974; HEINISCH & SCHMIDT, 1984). Die Gesteine im W-Teil des Komplexes ließen sich in drei Serien I, II und III gliedern. Eine kartiertechnische Unterscheidung der einzelnen Phyllit-Varietäten war schwierig und führte manchmal zu unbefriedigenden Ergebnissen. Es bestehen zudem kontinuierliche kompositionelle Übergänge von den Fe-Mg-betonten und in den Serien I und III überwiegenden Muscovit-Chlorit- und Granat-Phylliten zu den in Serie II vorherrschenden Chlorit-Muscovit- und Chlorit-Biotit-Muscovit-Phylliten. In der petrographischen Übersichtskarte sind diese Gesteine daher nicht getrennt ausgehalten (Abb. 2). Die untere Metabasit-Serie I besteht aus Chlorit-betonten Phylliten, von KROL (1974) und HEINISCH & SCHMIDT (1976, 1984) als Meta-Tuffite gedeutet, in die im Bereich zwischen Markinkele und Thurntaler einzelne m-mächtige Chlorit-Epidot-, Hornblende-Schiefer und Amphibolite eingelagert sind. An diese basischen tholeiitischen Meta-Vulkanite (HEINISCH & SCHMIDT, 1976) sind Gold-Arsen-Wolfram-Vererzungen gebunden (PRASAD, 1969; KROL, 1974). Eine mittlere, eher psammopelitisch betonte Serie II befindet sich im Bereich des Thurntaler. Hier sind vermehrt mehrere m mächtige Lagen von hellen, aber auch dunklen und dann Biotit-führenden Porphyroid-Schiefern und -Gneisen eingelagert, die sich bis östlich von Außervillgraten verfolgen lassen. Diese Gesteine sind ihrer chemischen Zusammensetzung nach zumeist Alkali-Rhyolite, untergeordnet auch Rhyolite bis Rhyodacite, die von HEINISCH (1981), HEINISCH & SCHMIDT (1984) als marine Tuffe und Tuffite eines ober-ordivizischen Vulkanismus interpretiert wurden. Ein von KROL (1974) beschriebener bräunlich-grauer Dolomitmarmor zwischen Gumriaul und Hochrast konnte nicht mehr aufgefunden werden. Weitere, bisher nicht bekannte Vorkommen eines gleichartigen foliierten unreinen Dolomitmarmors gibt es in Forstweg-Anschnitten westlich und östlich von Außervillgraten und in einem gestörten Bereich in einem Straßenaufschluß W' von Anras (Abb. 2). Diese seltenen Karbonate liegen in einem Übergangsbereich zwischen den Serien I und II.

Serie II wird von einer Metabasit-Serie III überlagert, die den gesamten Thurntaler Komplex östlich des Vill-

gratentals aufbaut. Granat-Phyllite, Muscovit-Chlorit-Phyllite und Amphibolite mit begleitenden Kies-Vererzungen (PRASAD, 1969; KROL, 1974) bilden den unteren Teil der Serie. Hier gibt es auch einige helle feinkörnige Porphyroid-Schiefer und Gneise, die bei Panzendorf und im unteren Villgratental austreichen. Chlorit- und Muscovit-führende Phyllite, manchmal mit Granat, bilden den Hauptbestandteil der Serie. Eingelagert gibt es m-mächtige Lagen eines auffälligen Porphyroid-Gneises mit bis 0,5 cm großen Feldspat-Augen in der dunklen feinkörnigen Matrix. Dieses Gestein läßt sich mit Unterbrechungen von der Tessenberger Alm bis östlich des Wilfernertales verfolgen. Biotit-führende Porphyroid-Schiefer, Epidot-Aktinolith-Schiefer und Amphibolite begleiten diesen Leithorizont. Örtlich sind die Amphibolite mit dünnen Marmorlagen vergesellschaftet. Ganz im E gibt es dann einen z. T. m-mächtigen weißen Calcitmarmor, der im Kamm zwischen Hochstein und Böses Weibele austreicht und sich auch westlich davon wiederfinden läßt. Charakteristisch für den hangenden Teil der Serie III östlich des Wilfernertals sind weiterhin dunkle Granat-Phyllite mit einem erhöhten Graphit-Anteil in der Matrix. Vereinzelt dünne Horizonte von Graphit-Phylliten und Graphit-Quarziten gibt es in allen drei Serien.

Ein geringmächtiger Streifen aus Gesteinen des Thurntaler Komplexes tritt bei Leisach isoliert zwischen einem überlagernden Muscovit-Orthogneis (Leisacher Orthogneis) und unterlagernden Muscovit-Glimmerschiefern des Altkristallins auf. Der schmale Streifen wird aus Granat-Muscovit-Chlorit-Phylliten, Amphibolit und Porphyroid-Schiefer aufgebaut. Östlich von Mittelwald am Talrand findet sich ein weiteres isoliertes kleines Vorkommen mit Epidot-Amphibolit in einer gleichartigen tektonischen Position.

Aufgrund der in beiden Serien vorkommenden Amphibolite und den daran geknüpften Vererzungen, lassen sich die Metabasit-Serien I und III im W des Thurntaler Komplexes zusammenfassen. Vermutlich stehen beide Serien westlich von Außervillgraten miteinander in Verbindung und umschließen die dazwischengelagerte Serie II (Fig. 2, 6d,e).

3. Gefüge

3.1. Großstrukturen (Falten, Störungen)

Die Metamorphite des Thurntaler Komplexes zeigen eine durch intensive Scherdeformation D_1 - D_2 (s. Kap. 3.3.) entstandene Hauptfoliation S_2 , die parallel zum Materialwechsel verläuft. In den Phylliten und im angrenzenden Altkristallin streicht S_2 generell von WSW nach ENE bei steilem bis flachem Einfallen nach NNW und SSE (Diagramme A-F, H, I, Abb. 3, 5a-e,k,m,n). Lediglich im SE gibt es eine deutliche Gefügediskordanz. Hier stoßen WNW-ESE-streichende Muscovit-Glimmerschiefer und Biotit-Gneise des Altkristallins mit gestörtem Kontakt spitzwinklig an die Thurntaler Phyllite (Diagramm G, Abb. 3,5I). In den Polpunkt-Sammeldiagrammen A-E, H, I (Abb. 5a-e,m,n) liegen die Polpunkte der häufig halbsteil bis steil nach NNW und SSE fallenden Foliationsflächen auf Großkreis-Gürteln, deren π -Pole flach nach ENE und WSW tauchen. Dies zeigt eine großräumige Verfallung um entsprechend streichende Achsen an. Aus einigen Diagrammen (A, C, E, Abb. 5a,c,e) lassen die Polpunktma-

xima der S_2 -Flächen eine steilstehende Achsenfläche dieser Großfaltung vermuten. Auf der Strukturkarte (Abb. 3) und in den Profilen (Abb. 6) erkennt man im W-Teil im Altkristallin und Thurntaler Komplex südlich der großen Hochhorn-Synform (SCHMIDEGG, 1936) einige Sättel und Mulden, die sich aber jeweils nur wenige km nach ENE verfolgen lassen. Im Bereich des Villgratentales nördlich von Sillian taucht die Achse einer offenen kilometerbreiten Mulde etwa 30° nach ENE (Diagramm B, Abb. 5u,6d). Weiter nach E setzen sich die Faltenstrukturen fort (Abb. 6 a–c), allerdings verringern sich die Amplituden auf weniger als 500 m. Gleichartige W–E-streichende Strukturen finden sich im SE im Altkristallin, im Bereich von G und im Südteil von Gebiet I (Abb. 3, 5l,n). Die großräumige Verfaltung betrifft also Thurntaler Komplex und Altkristallin gleichermaßen und mit gleichen Richtungen, allerdings sind Wellenlängen und Amplituden der Strukturen im nördlichen Altkristallin größer als in den Phylliten.

Ganz im W unterlagert der Komplex das Altkristallin (SENARCLENS-GRANCY, 1964; HEINISCH & SCHMIDT, 1984). Weiter östlich im Markinkele-Profil läßt sich eine Überlagerung des Altkristallins durch SE-fallende Metabasite des Komplexes feststellen. Nach E in Richtung Innervillgraten stellt sich der Kontakt wieder steiler, bis schließlich im Gabesitten-Profil wieder NW-fallende phyllitische Glimmerschiefer die Phyllite überlagern (Abb. 6d). Diese Lagerungsverhältnisse deutete SCHMIDEGG (1937) mit einer nach SE überkippten und zum Teil flach gelegten Synklinalen. Wegen ihrer relativ flach nach NW einfallenden Achsenfläche kann die Gabesitten-Synklinalen von den anderen Großfalten mit steilstehenden Achsenflächen unterschieden werden.

Östlich des Winkeltales (Profil Abb. 6c) fällt der nördliche Kontakt dann wieder steil nach SSE, während der südliche Kontakt beider Einheiten steil nach NNW einfällt. Weiter östlich (Profil Abb. 6b) läßt sich ein gestörter SSE-fallender Kontakt zum Altkristallin beobachten. Im Profil am Bösen Weibele (Abb. 6a) fällt dann auch der nördliche Kontakt nach SSE ein, so daß der Thurntaler Komplex bis zum Iseltal hin als Einschaltung in den Altkristallin-Serien ausklingt. Möglicherweise steht der isolierte Span mit Thurntaler Phylliten bei Leisach in der Tiefe unter dem Quartär des Lienzer Talbodens mit dem Hauptzug des Thurntaler Komplexes in Verbindung. Zusammenfassend läßt sich aus diesen Lagerungsverhältnissen auf eine Einlagerung des Thurntaler Komplexes in das Altkristallin schließen.

Zahlreiche Störungen durchziehen den Thurntaler Komplex und das Altkristallin. In kontinuierlich aufgeschlossenen Profilen sind die Abstände zwischen den Verwerfungen oft kleiner als 100 m, und es wird so eine starke Sprödverformung am Südrand des Ostalpins erkennbar. Der Verlauf der wichtigsten Störungslinien ist durch bis m-mächtige nichtbindige Störungsgesteine wie Störungsbrekzien und Störungsletten gekennzeichnet. Spitzwinklig zur Foliation WSW–ENE-streichende und häufig steil bis halbsteil nach NNW und SSE einfallende Hauptstörungen sind meist Aufschiebungen. Begleitende intensive Knickfaltung um etwa horizontale Achsen parallel zum Störungsverlauf erweisen den Einengungscharakter. Südlich von Innervillgraten läßt sich eine solche Aufschiebung über mehrere km verfolgen (Abb. 7). Weitere größere Aufschiebungen gibt es bei Anras, östlich von Mittewald und südöstlich von Schrottendorf. Auffällig ist zwischen Burgertal und Wil-

fernertal ein von Störungen umgrenztes Vorspringen der Grenze zwischen Thurntaler Phylliten und benachbarten Muscovit-Glimmerschiefern und Biotit-Gneisen des Altkristallins nach NNW (Abb. 2, 6b, 7). Man kann hier auf eine NNW-gerichtete Aufschiebung schließen. Nach NW im Thurntaler Komplex finden sich dann weitere SSE-fallende Störungslinien.

Auffällig sind weiterhin WNW- bis NW-streichende Linien. Eine solche Störung läßt sich vom Wilfernertal bis ins Burgertal verfolgen. Es dürfte sich hierbei um eine dextrale Blattverschiebung handeln. Zwar kann man in den einheitlichen NW–SE-verlaufenden nördlichen Seitentälern des Pustertals (Drautals) entsprechende größere dextrale Blattverschiebungen vermuten, wie sie andernorts südlich des Tauernfensters zu finden sind (SENARCLENS-GRANCY, 1964; SCHULZ, 1989). Es ergeben sich hierfür meist keine weiteren Geländehinweise wie Störungsbrekzien oder größere laterale Versätze. Vermutlich waren die Störungsbewegungen in dieser Richtung eher untergeordnet.

Im W des Arbeitsgebiets gibt es einige NE–SW-verlaufende sinistrale Blattverschiebungen, so zwischen Markinkele und Thurntaler, und N–S-Störungen (Abb. 7). Ein kleines Trias-Vorkommen im Grafenbach östlich Innervillgraten (SCHMIDEGG, 1973; KROL, 1974), die Bergabsetzung des Gabesitten (Abb. 2), der Hangrutsch bei Außervillgraten und die Rautbach-Störung bilden Hinweise für eine Fortsetzung der Kalkstein-Val-larga-Linie (SCHMIDEGG, 1937; GUHL & TROLL, 1987) nach Osten (Abb. 2, 7).

In Begleitung dieser Störungen gibt es zahlreiche mit Striemen belegte Harnischflächen. Die geometrische Anordnung dieser Gefüge ist komplex und läßt sich nicht mit einem einzelnen bruchhaften Deformationseignis erklären. So ergab eine Analyse der Hauptspannungsrichtungen aus den Harnischflächen-Daten nach der Methode von ANGELIER & MECHLER (1977) zwei unterschiedlich gerichtete Spannungssysteme. Ein Teil der Störungen und Harnische kann so auf eine Deformation mit etwa NNW–SSE-gerichteter horizontaler Kompression, ein anderer Teil der Flächen dagegen auf Deformation mit in etwa horizontal NE–SW-verlaufender Kompression zurückgeführt werden. In beiden Systemen verläuft die kleinste Hauptspannung vertikal. Die WSW–ENE-streichenden Störungen sind im Sammeldiagramm am häufigsten (Abb. 5t) und bilden die h σ l-Scherflächen im Deformationssystem mit NNW–SSE-gerichteter Hauptspannung. Das deutet darauf hin, daß dieses System die jüngere und dominante bruchhafte Verformung bewirkte.

3.2. Mesostrukturen (F_2 , F_3 , S_4 , S_5 , Knickfalten)

Die Phyllite führen häufig planare unverfaltete und bis mehrfach verfaltete, dann oft zu stengelförmigen Körpern umgebildete, mm- bis cm-dicke Lagen aus reinem Quarz (Abb. 8a–f). Der Nomenklatur von VOLL (1968) folgend, bilden diese Lagen Relikte einer ersten Foliation S_1 , die bei erster rotationaler Deformation D_1 entstand. Eine isoklinale Verfaltung F_2 (Abb. 8a–e,h) dieser Querlagen im mm- bis dm-Bereich bei einer Deformation D_2 wird von einer penetrierenden Achsenflächenschieferung, der Hauptfoliation S_2 , begleitet. F_2 und S_2 wiederum finden sich von einer Deformation D_3 zu offenen bis engen, mm- bis dm-großen F_3 -Falten

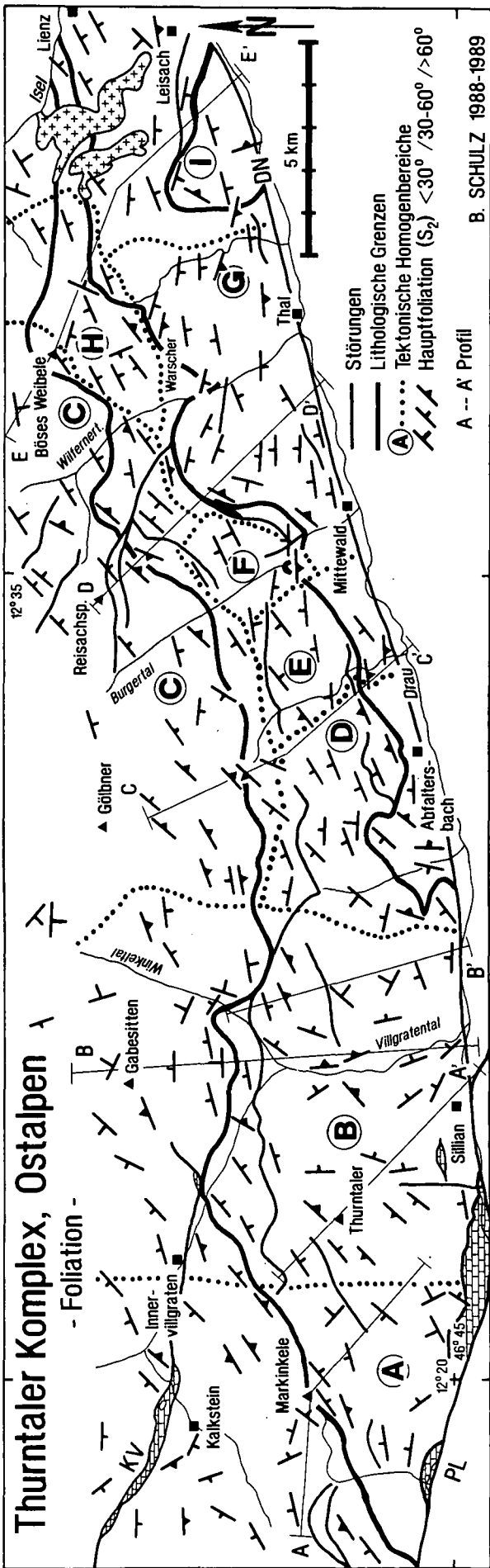


Abb. 3.
Streichen und Fallen der Hauptfoliation S_2 .
Profile siehe Abb. 6.

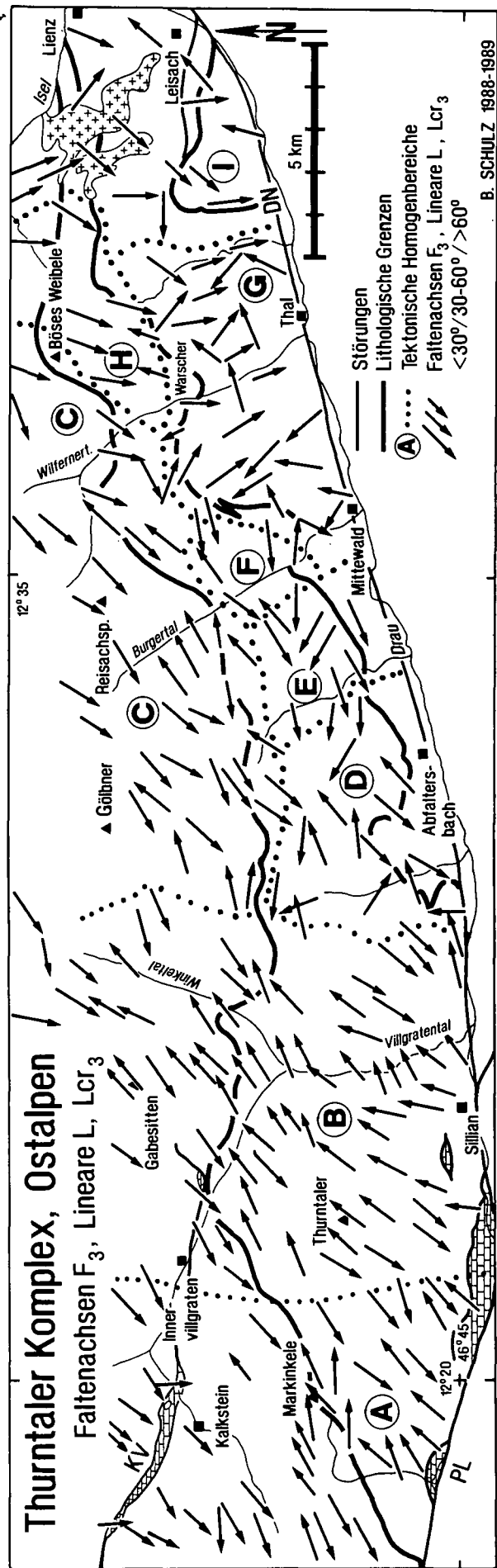


Abb. 4.
Richtungen der Faltenachsen (F_3), Lineare (L) und Crenulationsfaltenachsen (Lcr_3).

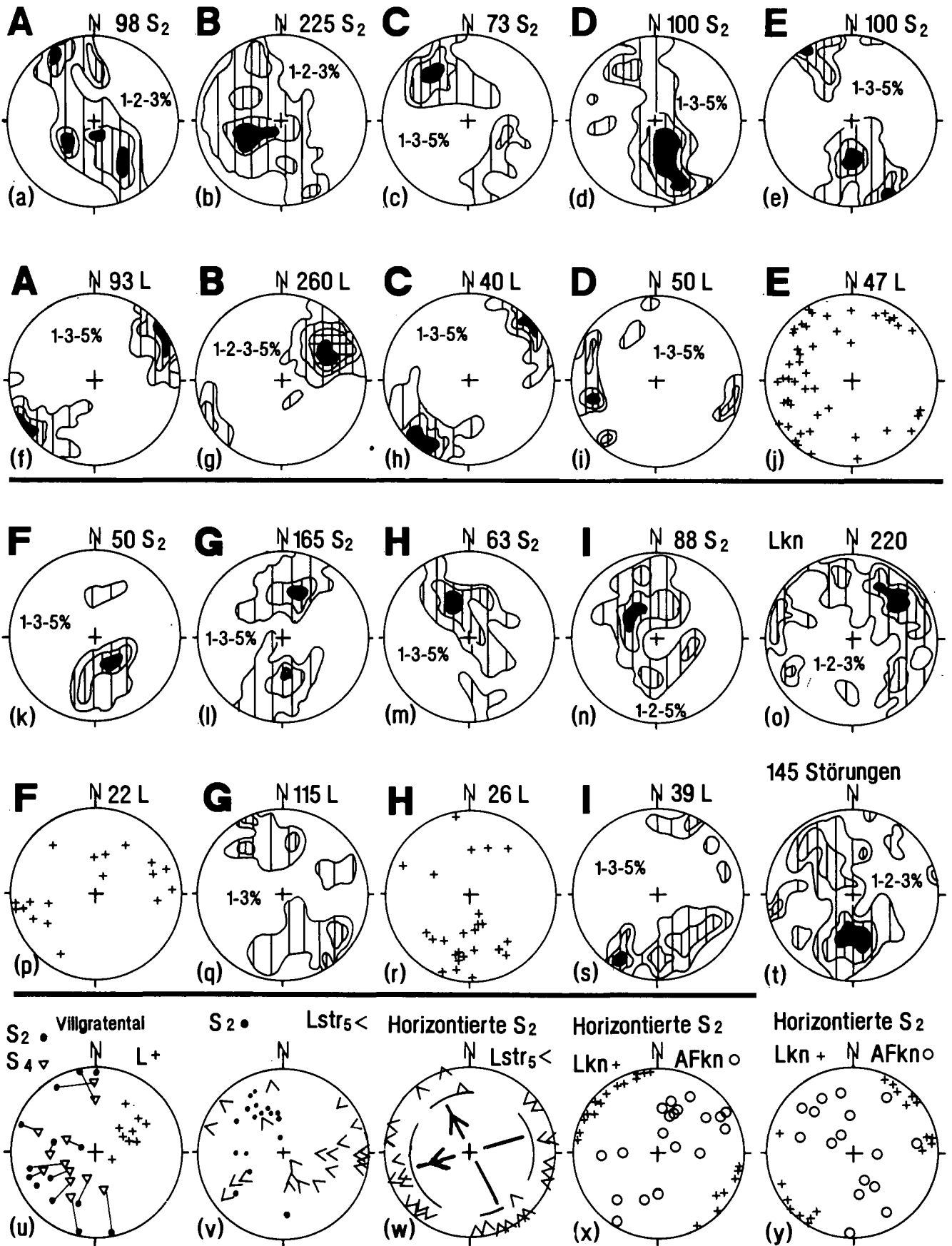


Abb. 5.
 Tektonische Diagramme aus dem Thurntaler Komplex und seinem Rahmen.
 Projektion in die untere Halbkugel. Die Großbuchstaben verweisen auf tektonische Homogenbereiche in Abb. 3 und 4.
 L = Faltenachsen F_3 , Lineare und Crenulationslineare Lcr_3 ; Lkn = Knickfaltenachse; $Lstr_5$ = Streckungslinear auf S_3 -Flächen, die Spitze des Dreiecks zeigt in Transportrichtung des Hangenden; AFkn = Achsenfläche von Knickfalten.
 Bei den Diagrammen w, x und y sind die S_2 -Flächen in söhliche Lagerung rotiert (horizontal).

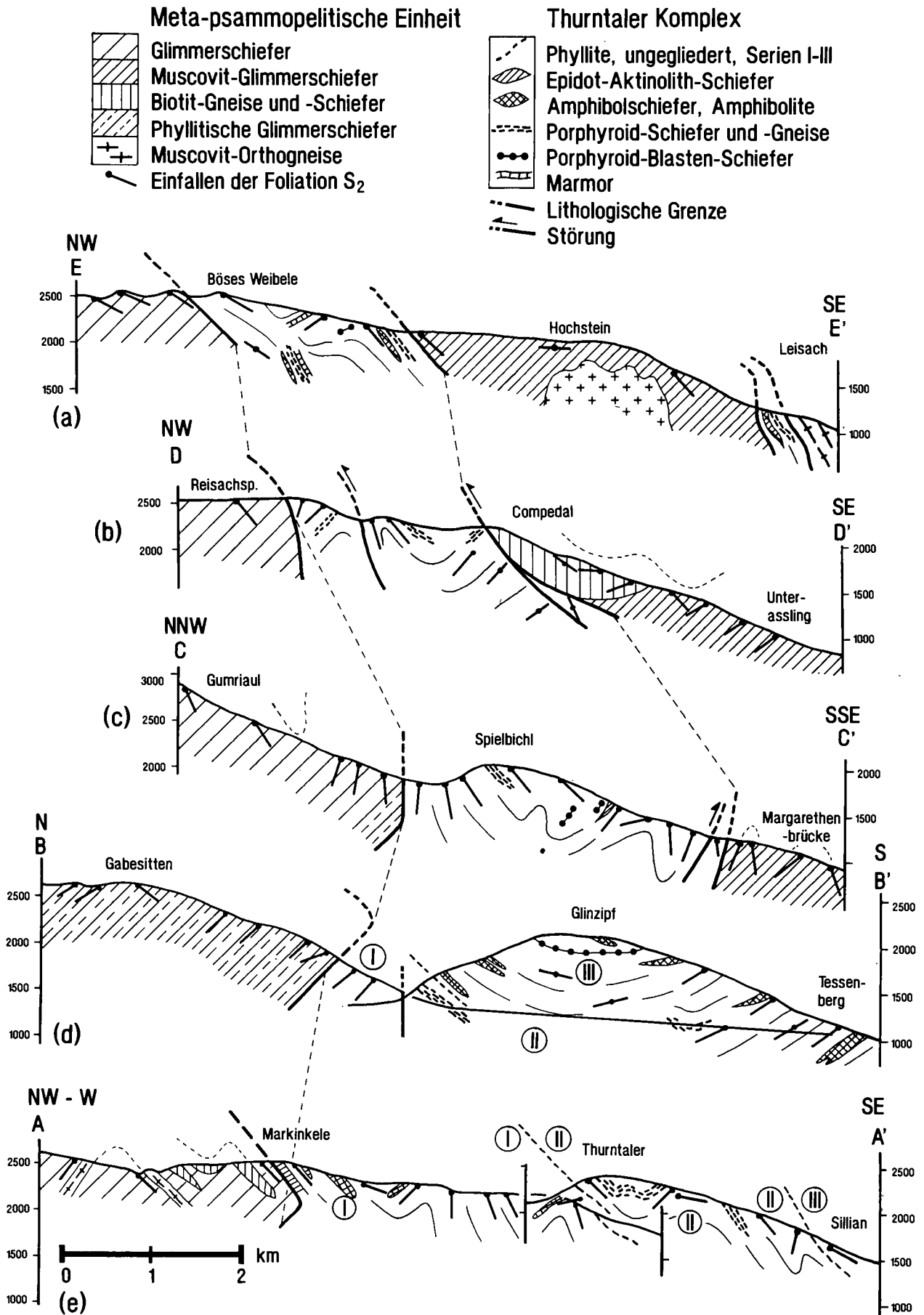


Abb. 6.
 Profile A-A' bis E-E'.
 Lage der Profile siehe Abb. 3.

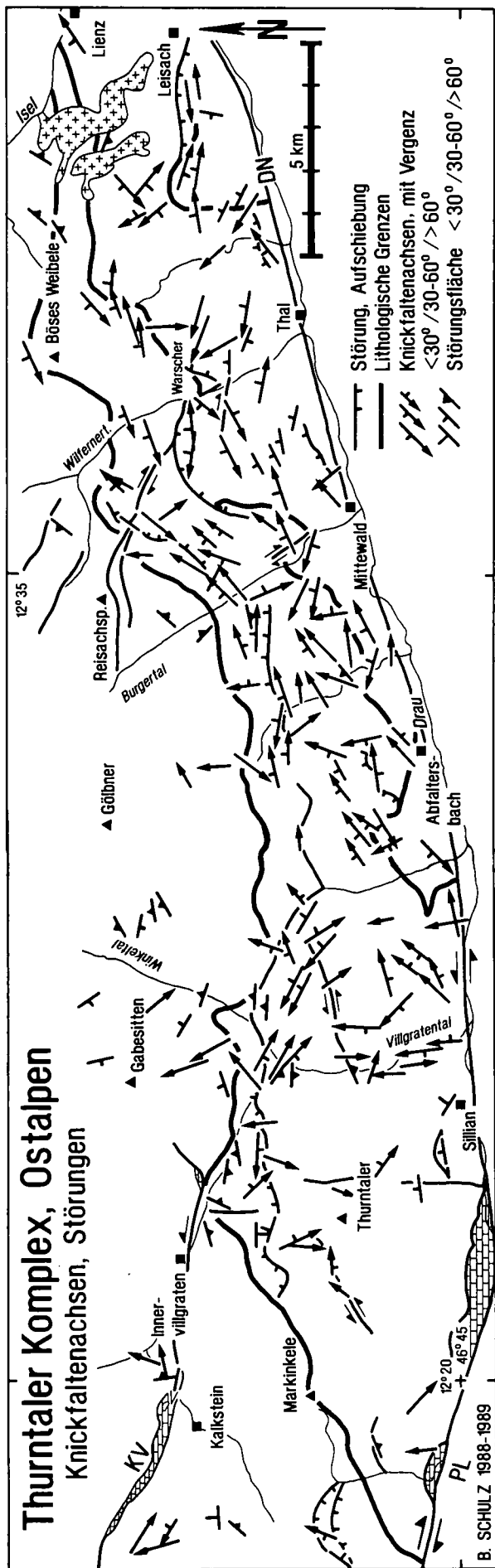


Abb. 7.
Lage der Knickfaltenachsen und Störungsflächen.

überformt (Abb. 8a-c,h). Dabei pendelt die Achsenfläche F_3 von flach bis steil fallend und zeigt keine einheitliche Vergenz an. In größeren F_3 -Falten bilden sich untergeordnete kleinere monokline und rhombische F_3 -Parasitär- oder -Schleppfalten (Abb. 8c). Es gibt auch konvolut verfaltete Gesteinspartien.

Eine Lineation L der Phyllite wird durch eine den F_3 -Falten entsprechende Crenulationsverfältelung erzeugt und deshalb als Crenulationslineare (L_{cr3}) bezeichnet. In unverfalteten Porphyroid-Schiefern und -Gneisen ist L ein Streckungslineare aus gelängten Quarz-Feldspat-Aggregaten; in Amphiboliten bilden kleine straff längsgerichtete Amphibolnadeln ein lineares Gefügeelement.

F_3 -Faltenachsen, Crenulationslineare, Streckungslineare und Kornregelungslineare im Thurntaler Komplex verlaufen parallel zueinander, zeigen gleiche Richtungen und sind deshalb zusammengefaßt dargestellt (Abb. 4). Die entsprechenden Gefüge im benachbarten nördlichen Altkristallin verlaufen parallel zu den linearen Gefügeelementen im Thurntaler Komplex (Abb. 4). Ein WNW-ENE-gerichtetes Streichen der Lineare im Westen und Norden und damit im Hauptteil des Komplexes (Diagramme A, B, C, F in Abb. 5f-h,p) fällt mit dem Streichen der Großstrukturen (Kap. 3.1.) zusammen. Deshalb kann man auf eine zumindest teilweise gleichzeitige Formung von D_3 -Mesostrukturen und den Großfalten während einer Deformationsphase D_3 schließen. Im SE und E des Arbeitsgebiets jedoch fallen die Richtungen der Lineare L nur zum Teil mit der durch die S_2 -Polpunktgürtel gegebenen Richtung der Großstrukturen zusammen. Bereits nördlich von Strassen (Diagramm D, Abb. 5i) ist eine deutliche Abweichung beider Richtungen zu bemerken. Nördlich von Margarethenbrücke (Diagramme E, Abb. 5e,j) streuen die Lineare in einem weiten Bereich und leiten zu NNW-streichenden Linearen in den Muscovit-Glimmerschiefern des Altkristallins über (Diagramme G, H, I, Abb. 5l,q,m,r,n,s). Im NE des Komplexes (Diagramme H, I, Abb. 5r,s) treten sowohl die NNW- wie auch die ENE-Richtung der Lineare auf. Es ergaben sich keine Hinweise auf eine Altersfolge dieser Richtungen und es treten alle Übergangsrichtungen auf, so daß eine gleichzeitige Entstehung beider Richtungen möglich erscheint.

In den Phylliten im W-Teil des Thurntaler Komplexes und besonders intensiv in phyllitischen Glimmerschiefern des Altkristallins im Bereich des Gabesitten erkennt man in Anschnitten parallel zur Lineation L, über mehrere cm penetrierende und mit 1-3 cm Abstand verlaufende NE-fallende Scherflächen S_4 , die die Hauptfoliation mit einem Winkel von 20-30° schneiden (SCHULZ, 1988). Es handelt sich um eine ecc-Schieferrung (extensional crenulation cleavage nach PLATT & VISSERS [1980]), die einer Deformationsphase D_4 zugeordnet wird. Zwischen den S_4 -Flächen gelegene Domänen mit S_2 sind an den Scherbahnen sigmoidal angeschleppt (Abb. 8f). Dies deutet auf eine Scherung entlang von S_4 mit einer Scherrichtung parallel zur Lineation und damit auf eine Dehnung des Gesteins entlang dieser Richtung hin.

Ähnlich wie die S_4 -Flächen, jedoch mit anderer Orientierung und mit anderen Quarzgefügen verbunden (s. Kap. 3.4.), schneiden S_5 -Flächen spitzwinklig das präexistente S_2 -Gefüge (Tafel 1c). Im Markinkele-Profil (Abb. 6e) fällt S_5 in Schnitten senkrecht zur Lineation L flacher als die Foliation nach SE und zeigt einen NW- bis WSW-gerichteten Transport des Hangenden ent-

lang der Scherflächen an. S_5 -Flächen die einen ähnlich gerichteten Bewegungssinn anzeigen, treten auch am SE-Rand des Thurntaler Komplexes auf. Hier ist auf den S_5 -Flächen ein feines Linear zu bemerken, das die Bewegungsrichtung anzeigt. Im Gegensatz zum S_4 -Gefüge, das mächtige Gesteinspartien erfährt, erschienen die S_5 -Flächen, der Deformationsphase D_5 zugeordnet, auf dünnere Horizonte beschränkt und zudem örtlich von feinkörnigen Myloniten begleitet.

Im Wegprofil am Warscher (Abb. 2, 12) ist eine Verstellung von S_2 -Flächen zu beobachten, die zu einem NNW- und SSE-Fallen führte. Der Bewegungssinn des Hangenden nach NW entlang der S_5 -Flächen bleibt jedoch bei einer Horizontierung der S_2 -Flächenpole erhalten (Abb. 5v,w). Dies deutet auf eine spätere Verstellung der S_5 -Flächen zusammen mit S_2 hin. Einen weiteren Hinweis auf eine spätere Verstellung von S_2 und S_4 erhält man aus dem Villgratental, wo S_2 - und S_4 -Pole einen gemeinsamen Großkreis mit einem mittelsteil nach ENE tauchenden π -Pol bilden (Abb. 5u). Eine jüngere Wiederbelebung der Großfaltung um die älteren ENE-WSW-streichenden F_3 -Achsen könnte dies erklären.

Vor allem in den Phylliten, weniger häufig im Altkristallin, gibt es zahlreiche offene bis enge Knickfalten (Abb. 81). Ihre Größe reicht von mm- bis vereinzelt in den m-Bereich; die Symmetrie ist meist monoklin mit betontem Langschenkel; es treten aber auch rhombische Falten auf. Konjugierte Knickfalten mit entgegengesetzt gerichteten Vergenzen der Kurzschenkel wurden nicht beobachtet. Es handelt sich bei den Knickfal-

ten um Einengungsstrukturen. Auffällig ist eine intensivierte Knickfaltung in Störungszonen. In der Strukturkarte (Abb. 7) und im Sammeldiagramm (Abb. 5o) erkennt man NE-SW-, WNW-ESE- und N-S-gerichtete Knickfalten-Achsen Lkn. Die NE-SW-Richtung mit NE-tauchenden Achsen überwiegt, die anderen Richtungen sind weniger häufig zu finden (Abb. 5o). Die Analyse der Hauptspannungsrichtungen aus der Knickfalten-Geometrie ist wegen der fehlenden konjugierten Systeme schwierig. Zudem gibt es Hinweise auf eine spätere Verstellung der Gefüge. Eine versuchsweise Horizontierung der Langschenkel-Flächenpole (entspricht den S_2 -Polen) einiger NE-SW-streichender Knickfaltenachsen in Störungszonen (Abb. 5y) ergab einen NW-SE-verlaufenden Gürtel von Knickfalten-Achsenflächen. Daraus wird eine etwa NW-SE-gerichtete maximale Hauptspannung bei der Knickfaltung erkennbar (RAMSAY & HUBER, 1987). Entsprechend kann man für die anderen Knickfaltenachsen-Richtungen eine NE-SW- bzw. eine W-E-verlaufende Richtung der maximalen Hauptspannung erkennen. Wegen der fehlenden Information über die ursprüngliche Lage der S_2 -Flächen vor der Verstellung der Knickfalten kann man ein mögliches Abtauchen der unterschiedlich gerichteten maximalen Hauptspannungen aus den Daten nicht ermitteln (Abb. 5x,y).

Eine offensichtliche Häufung der Knickfalten mit NE-SW-Achsen in WSW-ENE-streichenden Störungen (s. Kap. 3.1.) läßt vermuten, daß diese Falten zumindest teilweise jünger als die anders orientierten Knickfalten sind.

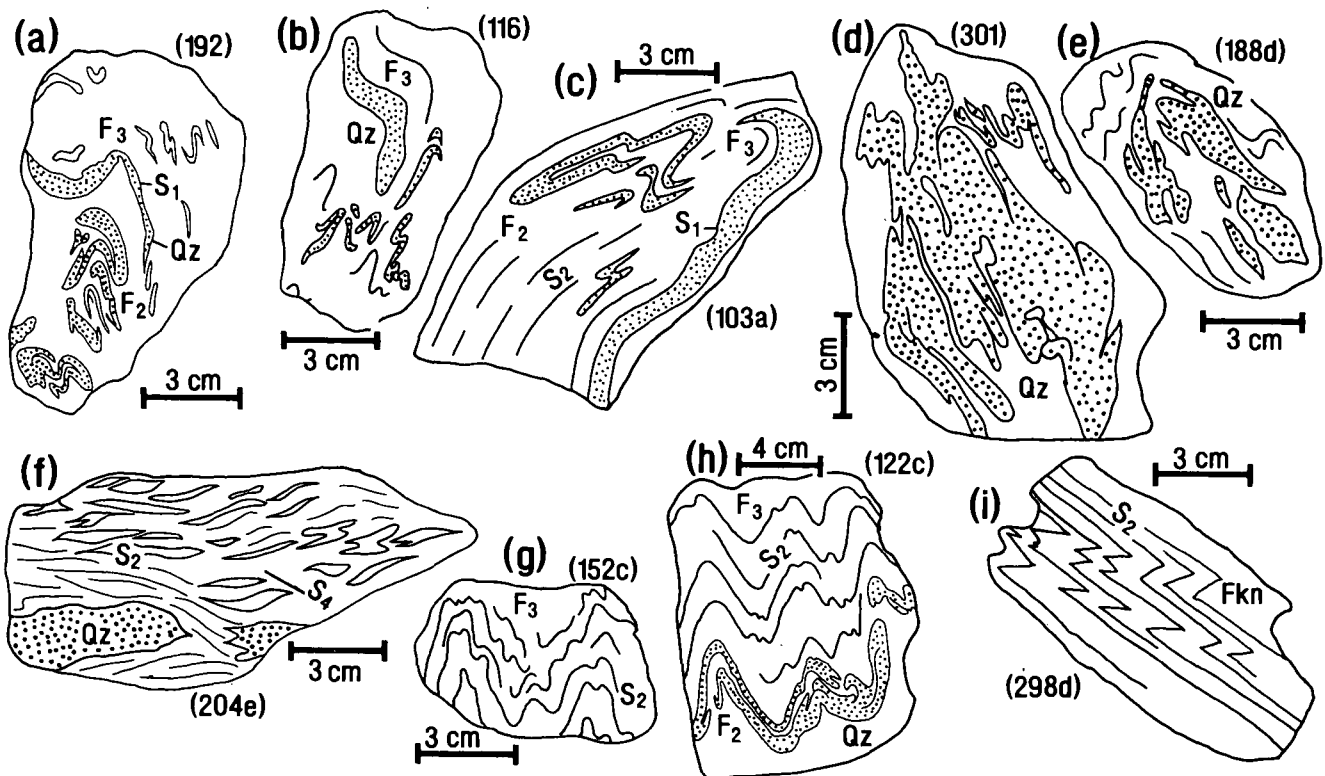


Abb. 8.

Faltenstrukturen in Phylliten aus dem Thurntaler Komplex.

Quarzlagen sind gepunktet dargestellt.

a-e, g und h zeigen Schnitte senkrecht zur Knickfaltenachse F_3 ; i zeigt einen Schnitt senkrecht zur Knickfaltenachse. Alle Strukturen sind lagerichtig (links ist NNW, rechts SSE) gezeichnet. f zeigt einen Schnitt parallel zur Lineation (links ist WSW).

Bei allen Handstücken handelt es sich um Phyllite.

3.3. Mikrostrukturen

Mikrostrukturen der Phyllite, Porphyroid-Schiefer und Metabasite des Thurntaler Komplexes und der Glimmerschiefer des angrenzenden Altkristallins wurden in 400 Dünnschliffen aus 450 orientierten Proben untersucht. Einige Dünnschliffe liegen senkrecht, die Mehrzahl der Schnitte jedoch parallel zu den von Lineation L ($\approx X$) und der Foliation S_2 ($\approx XY$) definierten orthogonalen Gefügeachsen X - Y - Z . In XZ -Schnitten der Phyllite ist der planare bis leicht gewellte Verlauf der Hauptfoliation S_2 durch planar orientierte bis 0,5 mm lange Biotite, Muscovite, Chlorite (Bt2, MS2, Chl) und Ilmenite definiert (Abb. 9a-d). Mikrolithons zwischen den S_2 -Bahnen enthalten häufig eine eng crenulierte ältere Foliation S_1 aus Glimmern (Bt1, Ms1, Chl) zusammen mit

Quarz (Abb. 9e). Jüngere und z. T. größere Glimmer-Blasten (Bt3, Ms3) bis 1 mm Länge überwuchsen die planaren Gefüge.

Zwei Typen von Granat ließen sich in Granat-Phylliten unterscheiden. Erste Granate (Gr1) zeigen ein S-förmiges S_1 - S_2 -Interngefüge aus Quarz, Epidot, Ilmenit, Graphit, das oft kontinuierlich in das externe S_2 -Gefüge übergeht (Abb. 9a). Diese Interngefüge zeigen eine synkristalline Rotation der Granate um die Y -Achse an (SCHONEVELD, 1977; MASUDA & MOCHIZUKI, 1989). Eine zweite Generation von Granat überwuchs postkristallin das planare S_2 und wurde danach manchmal wieder leicht um die Y -Achse rotiert (Abb. 9b). In einigen Granat-Phylliten gibt es bis 5 mm große Granate, die im Kern ein verstelltes S_1 - S_2 -Gefüge aufwiesen und deren Rand das S_2 überwuchs.

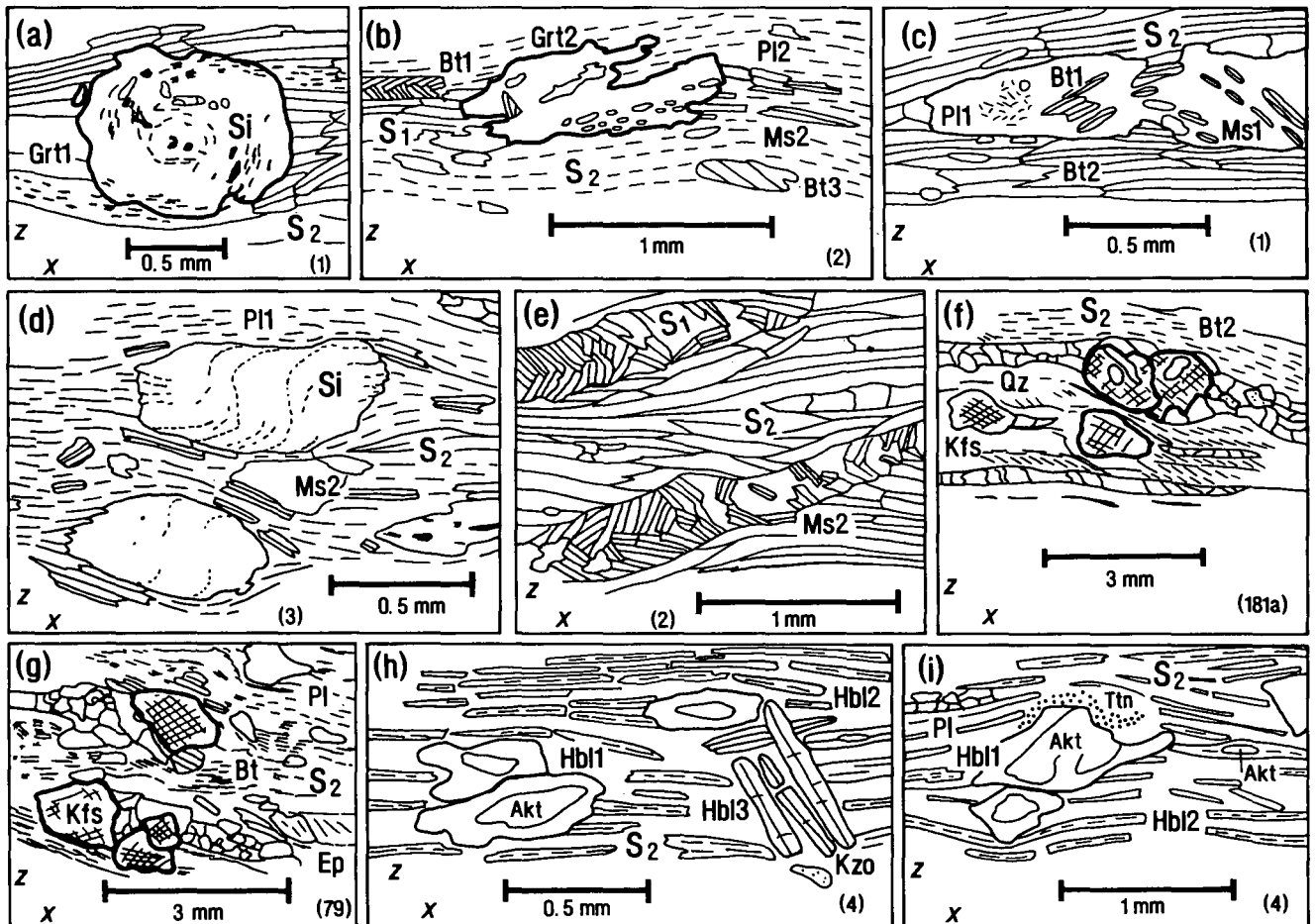


Abb. 9.

Mikrostrukturen aus dem Thurntaler Komplex.

Die Mikrostrukturen sind einheitlich in XZ -Schnitten parallel zur Lineation (links ist WSW) dargestellt.

- Synkristallin um die Y -Achse rotierter erster Granat (Gr₁) in einem Granat-Phyllit (Probe 1). S_1 -Interngefüge geht ins S_2 -Externgefüge über. Zonierungsprofil des Granats siehe Abb. 13b; die Rotation des Granates deutet auf WSW-gerichtete (nach links) Bewegung des Hangenden.
- Postkristallin um Y rotierter zweiter Granat (Probe 2), der die Foliation S_2 überwuchs (Granatphyllit). Crenulierte S_1 -Foliation links in einem Mikrolithon. Zweiter Plagioklas (Pl₂) liegt in der von Biotit (Bt₂) und Muscovit (Ms₂) gebildeten Foliation S_2 , Biotit 3 (Bt₃) überwuchs S_2 .
- Zonierter Plagioklas (Pl₁) mit Einschlüssen von Biotit 1 und Muscovit 1 liegt in einem von S_2 umgebenen Mikrolithon.
- Albitreicher Plagioklas mit sigmoidalem Interngefüge aus Graphit, das synkristalline Rotation des Blasten um die Y -Achse anzeigt. Granat-Chlorit-Muskovit-Phyllit.
- Mikrolithons mit in Crenulationsfalten gelegter, älterer Foliation S_1 . Granat-Phyllit.
- Porphyroid-Schiefer mit asymmetrisch ausgelängten Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Linsen und spitzwinkelig zur Hauptfoliation orientierten kleinen Glimmern zwischen den Foliationsbahnen. Die Geometrie des Gefüges zwingt nach WSW (links) gerichtete Bewegung des Hangenden an.
- Asymmetrisch linsige Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Augen in einem Porphyroid-Blasten-Schiefer.
- Straff eingeregelter zweite Amphibole (Hbl₂) umschließen große zonierte erste Amphibole (Hbl₁) mit aktinolithischem Kern. Dritte Amphibole (Hbl₃) überwuchs das Gefüge.
- Zonierter erster Amphibol und eingeregelter, zonierte, zweiter Amphibol (Hbl₂) mit kleinem Aktinolith-Kern.

Plagioklase sind zoniert. Der albitreiche Kern enthält manchmal ein sigmoidal gebogenes S_1 - S_1 aus feinem Graphit, das eine synkristalline Rotation des Blasts um die Y-Achse anzeigt (Abb. 9d). Einschlüsse von Biotit und Muscovit (Bt1, Ms1) im Kern sind zu finden (Abb. 9c). Die Ränder der Blaste sind aus Oligoklasen. Kleine in die Foliation S_2 eingeregelt Oligoklase bilden eine zweite Generation (P12) von Plagioklasen (Abb. 9b). In den YZ-Schnitten senkrecht zur Lineation und Crenulation ist eine leichte offene Verfallung der Hauptfoliation S_2 zu erkennen. Das ältere stark crenulierte S_1 in den Mikrolithons ist mitverfaltet. In intensiver verfallenen Partien der Phyllite mit mesoskopischen engen F_3 -Falten ist S_2 in enge Crenulationsfalten gelegt, in denen die Glimmer geknickt und gebogen sind.

Die Hauptfoliation S_2 in XZ-Schnitten von Porphyroid-Schiefern und -Gneisen ist meist als offenes Glimmergefüge aus planarem Biotit und Muscovit zu erkennen. S_2 umfließt linsig-sigmoidale Aggregate aus großem, meist perthitischem Kalifeldspat, kleineren Plagioklasen und Quarz (Abb. 9g,h). Kleine Glimmer in der vollständig rekristallisierten feinkörnigen granoblastischen Matrix aus Quarz und Albit (Kd 0,05 mm) zwischen S_2 bilden eine offene ältere S_1 -Foliation, die spitzwinklig von S_2 geschnitten wird (Abb. 9g,h, Tafel 1a).

Eine auffällige Minerallineation auf den S-Flächen der meist feinkörnigen Amphibolite wird durch scharf mit ihrer Längsachse eingeregelt kleine grüne Amphibol-Nadeln erzeugt. In XZ-Schnitten parallel zur Lineation umgeben die bis 1 mm langen Nadeln (Hbl2) Mikrolithons mit zonierten prismatischen Amphibolen (Hbl1), Epidot, Albit, Plagioklasen und Quarz.

Jüngere bis 5 mm große Amphibol-Porphyroblasten (Hbl3) überwuchsen regellos die eingeregelt Amphibolite (Abb. 9i,k). Die zonierten ersten Amphibole (Hbl1) mit einem farblosen Kern aus Aktinolith und einem Rand aus grüner Hornblende waren nur in einigen Amphibolit-Proben zu finden.

Die synkristalline Rotation der Granate und Plagioklase in den Phylliten wurde durch eine Scherdeformation mit einer Scherrichtung parallel zur WSW-ENE-verlaufenden Lineation verursacht. Kontinuierlich ins externe S_2 übergehende S_1 - S_1 Interngefüge in den Porphyroblasten deuten an, daß es sich bei der Deformation um einen fortschreitenden Prozeß handelte, der schließlich zur Ausbildung der Hauptfoliation führte. Außerhalb der Blaste führte die Scherung nach anfänglicher Crenulation des S_1 durch Abschneiden der Faltenflanken zur Foliation S_2 . In den Porphyroid-Schiefern zeigen die linsigen asymmetrisch zur Foliation S_2 orientierten Feldspat-Quarz-Aggregate und die Überschneidungsverhältnisse der offenen Glimmer-Teilgefüge ebenfalls eine Beteiligung non-koaxialer Deformation bei der Bildung von S_2 an. Das lineare L>S-Gefüge aus eingeregelt Amphibolen in den Metabasiten entspricht dem L/ S_2 -Gefüge in Phylliten und Porphyroid-Schiefern und entstand ebenfalls durch Scherung. Die aus den Mikrostrukturen abzuleitende frühe Scherdeformation läßt sich mit den D_1 - (Quarzlagen) und D_2 -Strukturen (isoklinale F_2 -Falten, Achsenflächen-Schieferung S_2) korrelieren. Der zur Bildung der Schieferung S_2 führende Deformationsprozeß ist aus den kontinuierlich aufeinandergefolgten Verformungsabschnitten D_1 und D_2 zusammengesetzt und wird im folgenden deshalb als D_1 - D_2 bezeichnet. Es muß betont werden, daß diese Scherdeformation D_1 - D_2 die Hauptdeformation des Thurntaler Komplexes darstellt, da sie

zu einer bis in den Mikrobereich hinein penetrierenden Foliation in allen Gesteinen führte. Bei nachgefolgten Verfallungen der Hauptfoliation S_2 bei D_3 oder der Knickfaltung entstanden keine neuen mit Glimmer belegten Flächen. Selbst die S_4 - und S_5 -Flächen (s. Kap. 3.2.) treten nur lokal oder auf einzelnen Zonen begrenzt auf und erfassen nicht den gesamten Komplex.

3.4. Quarzgefüge

In den Phylliten des Thurntaler Komplexes sind häufig bis cm-dicke und sich foliationsparallel mehrere cm linsig erstreckende S_1 -Quarzlagen eingeschaltet. Die Quarzkörner in den monomineralischen Lagen erreichen meist 0,2–1,0 mm Durchmesser und sind damit deutlich größer als die oft nur 0,1 mm messenden Körner der benachbarten foliierten Glimmer-Quarz-Matrix. Unter dem Mikroskop verläuft der Materialwechsel zwischen Quarzlagen und folierter Matrix zumeist foliationsparallel; manchmal ist ein spitzwinkliger Verschnitt zu beobachten. Die Korngrenzen der isometrisch geformten Quarze in den S_1 -Lagen verlaufen gerade bis leicht kurvend und bilden Tripelpunktgefüge. Damit zeigen sie Kennzeichen einer statischen Kornvergrößerung („static grain growth“, „Sammelkristallisation“ nach VOLL [1968]). Eine spätere und allgegenwärtige leichte Kaltdeformation führte bereichsweise zu Undulation und Deformationsbändern in den Körnern. Die Quarz-c-Achsen in diesen, hier als Quarzgefüge-Typ A bezeichneten Quarzlagen in den Phylliten und benachbarten Glimmerschiefern, bilden bei Projektion in die untere Halbkugel gürtelförmige Regelungsgefüge (SANDER, 1950; HOFMANN, 1975; LISTER, 1977). Folgende Regelungen treten auf:

- a) Einfachgürtel (Abb. 10h; 11g)
- b) Kleinkreisregelungen um X (Abb. 10i,k; 11f,k)
- c) Kleinkreisregelungen um Z (Abb. 10t; 11h)
- d) Kreuzgürtel (Abb. 11d,j)
- e) Kreuzgürtel mit asymmetrisch verteilten Maxima (Abb. 10e,f,g,p,q,u-x; 11a,e,l)
- f) Schiefgürtelregelungen (Abb. 10j,m,o; 11b,c,i)

Weniger häufig tritt in den Quarzlagen ein hier als Gefügetyp B bezeichnetes Quarzgefüge mit kleinen (Kd < 0,1 mm), aber ebenso isometrischen Körnern mit geraden bis leicht kurvigen Korngrenzen in Tripelpunktgefügen auf. Wahrscheinlich ist in diesem Gefügetyp wegen der kleineren Körner ein späterer Deformationsabschnitt dokumentiert als in den grobkörnigen Quarzlagen, da die Wärmezufuhr bei der statischen Temperung nach der Deformation nicht mehr ausreichte, um große Körner zu erzeugen. Mit Gefügetyp B sind die folgenden Regelungsarten der Quarz-c-Achsen verbunden:

- a) Kleinkreisregelungen um X (Abb. 10c,l)
- b) Kreuzgürtel mit asymmetrisch verteilten Maxima (Abb. 10b,n,p)
- c) Schiefgürtelregelungen (Abb. 10a,d)

Der Quarzgefüge-Typ B tritt im NW des Thurntaler Komplexes (Markinkele-Gebiet) und in den angrenzenden phyllitischen Glimmerschiefern (Gabesitten) auf.

Der Regelungsgrad der Quarz-c-Achsen in den Proben ist relativ gut und bezeugt, daß die statische Kornvergrößerung hier die durch vorangegangene Deformation erzeugten Regelungen nicht durch Korngrenzwanderung zerstörte (VOLL, 1968; CULSHAW & FYSON, 1984). Alle Regelungsbilder sind an den jeweiligen mesosko-

pischen Gefügeachsen X (L, Lcr3), XY (S_2) und Z der Handstücke orientiert und erweisen damit ihre Entstehung im Verlauf der Deformationsphasen D_1 - D_2 , D_3 und D_4 . Ein Bezug der Quarz-c-Regelungen zu S_5 -Strukturen (D_5) ist nicht vorhanden.

Nach LISTER & HOBBS (1980) geben Quarz-c-Regelungen in plastisch deformierten Quarziten Auskunft über Deformationsgeschichte, Gesamtverformung, Lage der Hauptstreckungsachse und Lagen der Hauptachsen des Verformungsellipsoids. Die Anwendung der Ergebnisse von LISTER & HOBBS (1980) aus homogenen Quarziten auf isolierte Quarzlagen in einer foliierten Matrix, wie sie in den Thurntaler Phylliten vorliegen, erscheint zunächst problematisch. Abgesehen von einer möglichen Veränderung der Regelung durch bevorzugtes Wachsen von bestimmten Korngrenzen bei der statischen Kornvergrößerung sind vor allem Effekte der Deformationsaufteilung (deformation partitioning) in Quarzlagen und foliierten Matrix zu erwarten. Non-koaxiale Gesamtdeformation könnte so in den Quarzlagen

zu koaxialer Verformung, koaxialer Gesamtdeformation zu non-koaxialer Verformung der Lagen führen. Da jedoch in den Quarzlagen der Gefügetyp A und B die gleichen Regelungsbilder auftreten wie in den Modellquarziten von LISTER & HOBBS (1980) und zudem die meisten Quarzlagen nur wenige mm dick sind, kann man annehmen, daß die Regelungen zumindest einen Teil der Gesamtverformungsgeschichte widerspiegeln. Zur X- und Z-Achse symmetrische Regelungsbilder gehen auf koaxiale Deformation zurück; monokline oder asymmetrische Regelungen entstehen bei non-koaxialer Verformung (LISTER, 1977; BOUCHEZ & PECHER, 1981).

Demnach wäre Plättung in Z (Kleinkreisregelungen um Z) völlig untergeordnet gegenüber der Ausdehnung (constriction) in X (Kleinkreisregelungen um X). Am häufigsten finden sich asymmetrische Kreuzgürtel und Schiefgürtelregelungen, die auf non-koaxiale Deformation mit einer Scherrichtung parallel zur WSW-ENE-streichenden Lineation hinweisen (Abb. 10, 11).

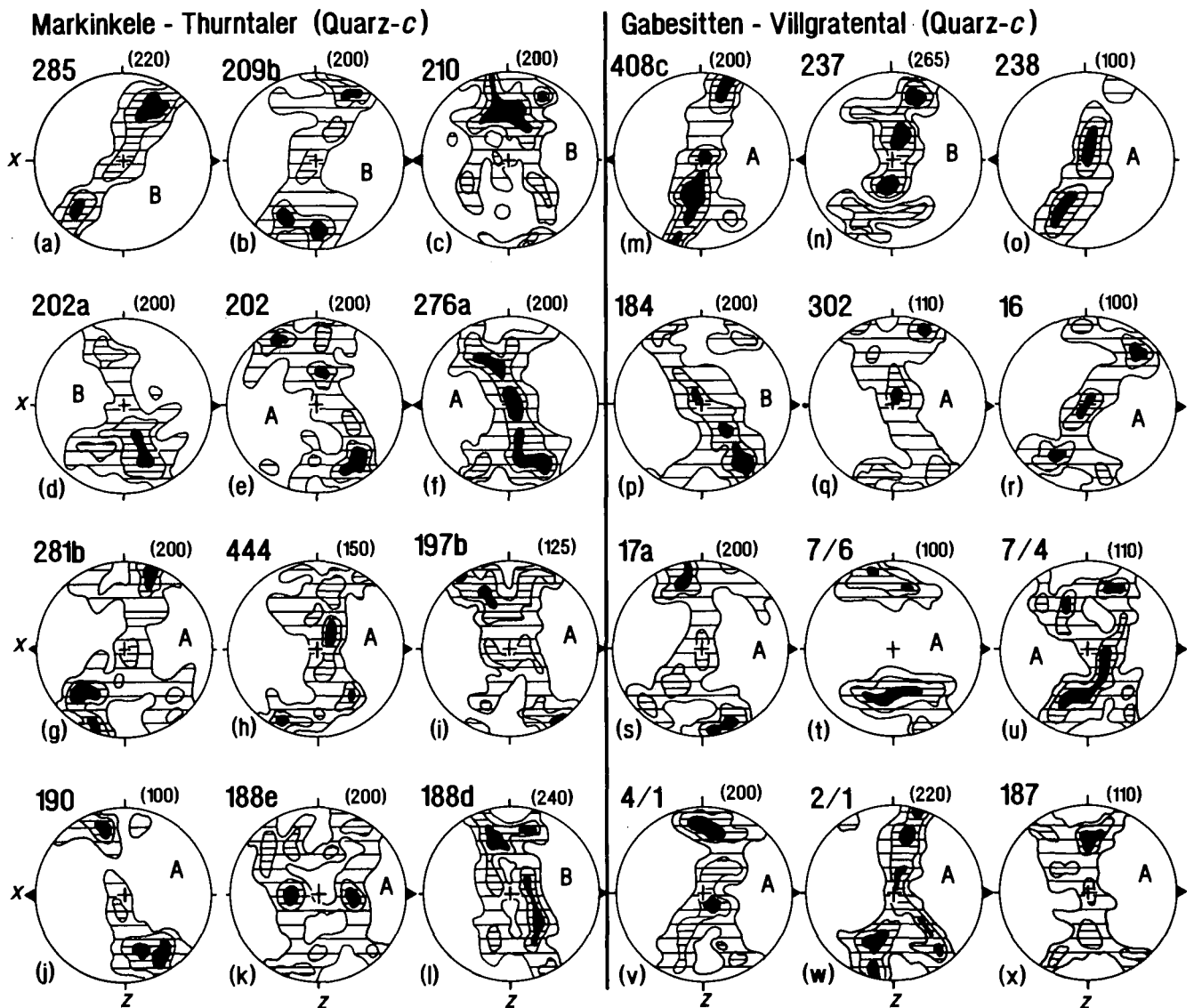


Abb. 10.

Quarz-c-Regelungsgefüge.

Die Quarz-c-Achsen wurden in die untere Halbkugel projiziert und in 1 - 3 - 5 % Isolinen gleicher Besetzungsdichte dargestellt. Große Nummern verweisen auf die Probenlokationen in Abb. 12. Kleine Nummern in Klammern geben die Anzahl der eingemessenen Quarz-c-Achsen an. A, B verweisen auf den Quarzgefügetyp (siehe Kap. 3.4.). Die Orientierung der Diagramme ist einheitlich W-E (links ist W). Dreiecke an den Rändern der Diagramme zeigen in die Abtauchrichtung des Linears. Die W-E-Linie in den Diagrammen ist die Foliationsebene S_2 in der Projektion.

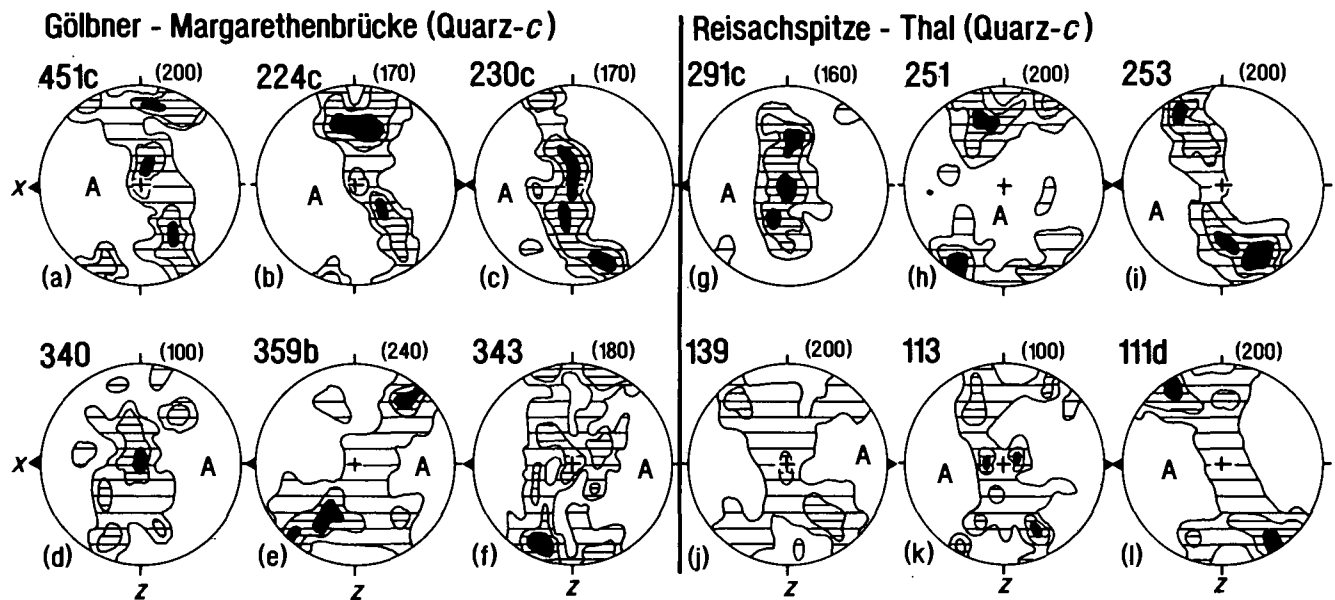


Abb. 11.
Quarz-c-Regelungsgefüge.
Siehe Erläuterungen zur Abb. 10.

Ein weiterer Quarzgefüge-Typ C tritt in Phylliten mit mesoskopischer S_5 -Scherbandfoliation auf. Die Quarzkörner sind plastisch stark parallel zur Streckungslineation gelängt (Tafel 1c, d). An den Korngrenzen und an Subkorngrenzen der großen Altkörner kam es zu dynamischer Rekristallisation. Es liegt nun ein Mörtelgefüge aus den bis 2 mm langen Altkörnern und den bis 0,03 mm großen Rekristallisations-Körnern vor (Tafel 1b-d). Diese Rekristallite erwiesen sich als zu klein für Regelungsmessungen der Quarz-c-Achsen. Außerhalb der Quarzlagen gibt es homogen feinkörnige feingebänderte Serizit-Quarz-Lagen mit einigen etwas größeren Feldspat-Klasten. Die Lagen schneiden spitzwinklig das sigmoidal gebogene S_2 und sind mesoskopisch als S_5 -Flächen anzusprechen (Taf. 1c). Der Anteil feinkörniger S_5 -Lagen am Gesamtgestein überschreitet jedoch 50 % nicht, so daß hier von Proto- bis Blastomyloniten im Sinne der Gliederung von WHITE (1982) gesprochen werden kann.

Die Gefüge in Quarzlagen von F_3 -Falten und Knickfalten wurden in Schnitten senkrecht zur Faltenachse untersucht. In offenen F_3 -Falten fand sich ein unbeeinflusstes Quarzgefüge. Plastisch parallel zur Achsenfläche geplättete Quarzkörner mit suturierten Korngrenzen sind in engen F_3 -Falten und in Knickfalten auffällig (Tafel 1e). Diese Deformation ist auf die Faltenumbiegungen beschränkt. Randliche Rekristallisation der Körner tritt nicht auf. Wahrscheinlich entstand dieses Quarzgefüge (Gefügetyp D) in den F_3 -Falten bei einer späteren Überprägung und weiteren Einengung der Strukturen bei den Knickfaltungen.

Für eine absolute zeitliche Einordnung der Quarzgefüge im Thurntaler Komplex und seinen Rahmengesteinen wurden die Gefüge in einem eingeschuppten permotriassischen Sandstein 2 km westlich von Sillian (Abb. 2) untersucht. Ein weiteres Vorkommen mit ähnlichem Sandstein fand sich beim Kalksteiner Jöchel im Bereich des Kalksteiner Permotrias-Zuges. Die grobkörnigen Sandsteine enthalten eine lagige Matrix aus feinschuppigem Serizit mit isolierten Glimmer-, Feldspat- und Quarzklasten von 0,02–3 mm Durchmesser.

Größere Klasten bestehen auch aus schlecht gerundeten Gesteinsbruchstücken. In den Gesteinsbruchstücken treten Quarzgefüge mit geraden Korngrenzen und Tripelpunkten auf. Daneben gibt es auch Klasten von vollständig feinstkörnig rekristallisierten Quarzen oder von Körnern mit intensiver Subkornbildung bei randlicher Rekristallisation. Wahrscheinlich waren diese Gefüge schon vor der Sedimentation in den Klasten enthalten und können so keinen Hinweis auf die Deformation der Sandsteine geben. Ein Anhaltspunkt über das Verhalten des Quarzes bei der Deformation ergibt sich aus Kontakten verschiedener Klasten. Von den Berührungstellen ausgehend können starkes undulöses Auslösen, Deformationlamellen, Subkornbildung und Kornrisse mit feinsten Rekristalliten ($K_d < 0,005$ mm) auftreten (Tafel 1f). Dynamische Rekristallisation mit Korngrößen über 0,01 mm wie in S_5 -Strukturen (Quarzgefügetyp C) tritt nicht auf.

Die begleitende Temperatur spielt eine entscheidende Rolle bei der Ausbildung von Quarzgefügen und -Regelungen. Nach VOLL (1968, 1976) tritt dynamische Rekristallisation von Quarz bei Temperaturen über 300°C auf. Damit wären die Quarzgefüge-Typen A und B mit deutlicher statischer Kornvergrößerung nach der Deformation bei Temperaturen von weit über 300°C entstanden. Wahrscheinlich sind die Regelungen des Gefügetyps A wegen der größeren Quarzkörner bei höheren Temperaturen entstanden und daher älter als die Regelungen des Gefügetyps B, bei dem die Temperatur nicht mehr ausreichte, nach der Deformation große Körner zu bilden. Die Temperatur bei der Deformation D_5 mit Bildung der S_5 -Flächen lag wegen der randlichen Rekristallisation von Quarz im Gefügetyp C noch deutlich über 300°C, aber unter den Temperaturen, die bei Typ B noch herrschten.

Das Quarzgefüge in den permotriassischen Sandsteinen erlaubt Rückschlüsse auf eine Deformation bei Temperaturen von um 300°C. Damit erfuhren diese Sandsteine eine beginnende grünschieferfazielle Metamorphose alpidischen Alters. Röntgenographische Analysen der Illit-Kristallinität in den triassischen Kar-

bonaten (NIEDERMAYR et al., 1984) und von 2M1-Serizit in den Sandsteinen (GUHL & TROLL, 1987) bestätigten diese Temperaturabschätzung. Auch die im Deformationsregime „low-temperature-plasticity“ geplätteten Quarze in Umbiegungsstellen von F_3 - und Knickfalten dürften im Grenzbereich Warm-/Kalt-Deformation bei Temperaturen um 300°C und etwas darunter entstanden sein.

In einigen der WSW-ENE-streichenden Aufschiebungen (s. Kap. 3.1.) treten Kataklastite, also feste Störungsgesteine im Sinne von HIGGINS (1971), WHITE (1982) und HEITZMANN (1985) auf. Meist handelt es sich um inhomogene Kataklastite (SCHULZ, 1989), bei denen sich verzweigende bis 5 mm breite feinkörnige Kataklastit-Bänder aus feinschuppigem Serizit und eckigen Quarzklasten (Kd 0,1–0,4 mm) das leicht kataklastisch deformierte und serizitisierte ursprüngliche lagige S-Gefüge mit dem alten Kornverband durchschlagen. Begleitende Gesteinsrisse sind mit Calcit und feinkristallinem Quarz gefüllt. Örtlich durchziehen bis 5 mm breite scharf begrenzte bräunliche und grünliche Pseudotachylit-Bänder mit weniger als 10 % Quarzklasten-Anteil (Kd 0,05–0,1 mm) gangartig das Nebengestein. Aus den Quarzgefügen in den Kataklastiten – Quarz ist stark undulös, zeigt Deformationslamellen und rekristallisiert nicht – kann man eine Bildungstemperatur unter 300°C (VOLL, 1976) für diese Gesteine ableiten. Das Vorkommen der Kataklastite am Rand von bis zu 30 cm breiten Zonen aus nichtbindigen Störungsgesteinen (Störungsbrekzien und -letten) erweist eine Fortsetzung der Bewegung in den Störungsbereichen unter immer kälter werdenden Bedingungen nach Bildung der Kataklastite.

3.5. Scherrichtungen und Schersinne

Anhand der Rotationssinne von syn- und postkristallin rotierten ersten und zweiten Granaten (s. Kap. 3.3.) in den Phylliten lassen sich Scherrichtungen und Schersinne ermitteln (POWELL & TREAGUS, 1970). In gleicher Weise erlauben so die sigmoidal gebogenen Interngefüge der Plagioklasse eine solche Bestimmung. Die so festgestellten Scherrichtungen verlaufen parallel zur Lineation (L und L_{c3}), also zur X-Richtung des Bezugssystems, wie die Rotation der Blasten um die Y-Achse des Bezugssystems zeigt (Abb. 9a,b,d). Weiterhin ergibt sich aus dem Rotationssinn der im Verlauf der Scherdeformation D_1 - D_2 rotierten Blasten ein Hinweis auf die tektonische Transportrichtung des Hangenden während dieser Deformationsphase. Meist ist so ein WSW-gerichteter Transport des Hangenden zu erkennen (Abb. 12). Allerdings wurden in etlichen Proben entgegengesetzt gerichtete Rotation oder beide Drehrichtungen festgestellt. Diese meist einheitliche Rotation der Granat- und Plagioklas-Blasten bestätigt eine durchgreifende Verformung des gesamten lithologischen Stapels durch vorherrschende einfache Scherung mit WSW-gerichtetem Schersinn des Hangenden während D_1 - D_2 . Eine untergeordnet auftretende entgegengesetzt gerichtete Rotation von Blasten erklärt sich durch eine begleitende Komponente coaxialer Verformung (PASSCHIER, 1988).

Weitere Hinweise auf den Bewegungssinn ergaben sich aus den Verschnittungsverhältnissen von Glimmerbahnen in parallel zur Lineation geschnittenen Porphyroid-Schiefern (Tafel 1a).

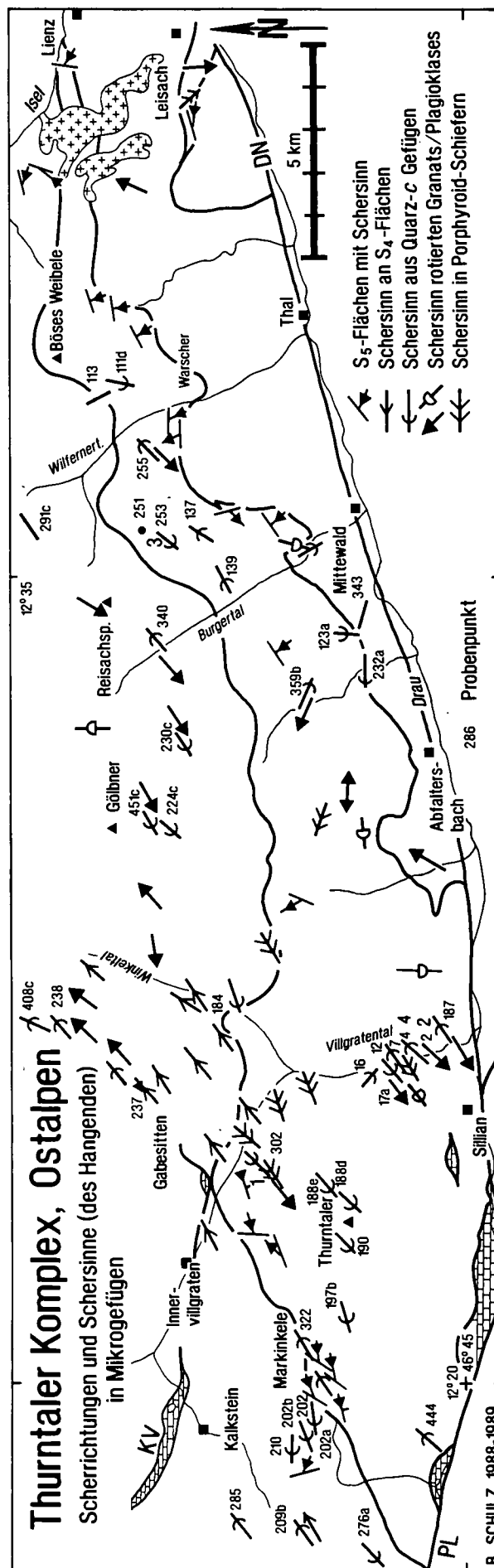


Abb. 12.
Scherrichtungen und Schersinne des Hangenden in Mikrogefügen.

Alle Proben lassen so einen WSW-gerichteten Transport des Hangenden erkennen (Abb. 12). Auch an einer Neigung von Quarz-c-Regelungsgürteln gegen die Foliationsebene kann ein Schersinn ermittelt werden (LISTER & HOBBS, 1980; BEHRMANN & PLATT, 1982; PASCHIER, 1983). Meist findet sich so ein nach WSW gerichteter Bewegungssinn des Hangenden (Abb. 10, 11, 12). Damit dürften die Quarzgefüge vom Typ A zumindest teilweise noch bei D₁-D₂ entstanden sein. Es gibt aber auch etliche Proben, meist mit Quarzgefüge-Typ B, die einen entgegengesetzten Transport des Hangenden nach NE erkennen lassen. Diese Regelungen treten vor allem im Bereich des Villgratentales und in phyllitischen Glimmerschiefern des Gablesitten auf, wo eine S₄-Scherbandfoliation mit generell nach NE gerichtetem Bewegungssinn des Hangenden zu finden ist. Es ist daher ein Zusammenhang zwischen diesen Quarzgefügen vom Typ B und der Deformation D₄ vorhanden, und die entsprechenden Quarz-c-Regelungsgürtel zeigen den Schersinn bei D₄ an.

Wegen der zu kleinen Rekristallisations-Körner im Bereich von S₅-Scherbahnen konnten dort keine Quarz-C-Regelungen ermittelt werden. An großen Altkörnern gemessene Schiefgürtelreglungen zeigen teilweise einen dem durch die S₅-Scherbänder angezeigten entgegengesetzt gerichteten Schersinn. Die sigmoidale Verformung des älteren S₂-Gefüges an den spitzwinklig einschneidenden S₅-Bahnen zeigt bei einer Horizontierung der S₂-Flächenpole im Sammeldiagramm einen einheit-

lich NW- bzw. WSW-gerichteten Transport des Hangenden bei D₅ an (Abb. 5v,w, 12).

4. Mineralchemie und Metamorphoseverlauf

Anhand der röntgenographischen Analyse von b₀-Werten im Muscovit der Thurntaler Phyllite schätzten SASSI & ZANFERRARI (1972) auf Bedingungen von 500°C/3,5 kbar während einer variskischen Metamorphose der Gesteine. Nach HEINISCH & SCHMIDT (1984) charakterisieren die Minerale Muscovit + Biotit + Chlorit + Plagioklas + Almandin + Quarz in den Metapeliten und Hornblende + Epidot + Albit + Biotit + Quarz in den Metabasiten eine obere grünschieferfazielle bzw. eine dem Grenzbereich zwischen low-grade und medium-grade zuzuordnende Hauptmetamorphose des Thurntaler Komplexes. Spätere retrograde Überprägungen unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies folgten (HEINISCH & SCHMIDT, 1984).

Die Analyse der Mineralchemie (Tab. 1,2) in Granat-Phylliten und Amphiboliten des Komplexes erlaubte eine genauere Beschreibung des prograden Metamorphoseverlaufs. Synkristallin rotierte Almandine (Granat 1) in einem Phyllit (Probe 1) sind deutlich diskontinuierlich zoniert mit Almandin (Alm) 53 / Spessartin (Sps) 35 / Grossular (Grs) 3,3 / Pyrop (Prp) 3 (%) im Kern

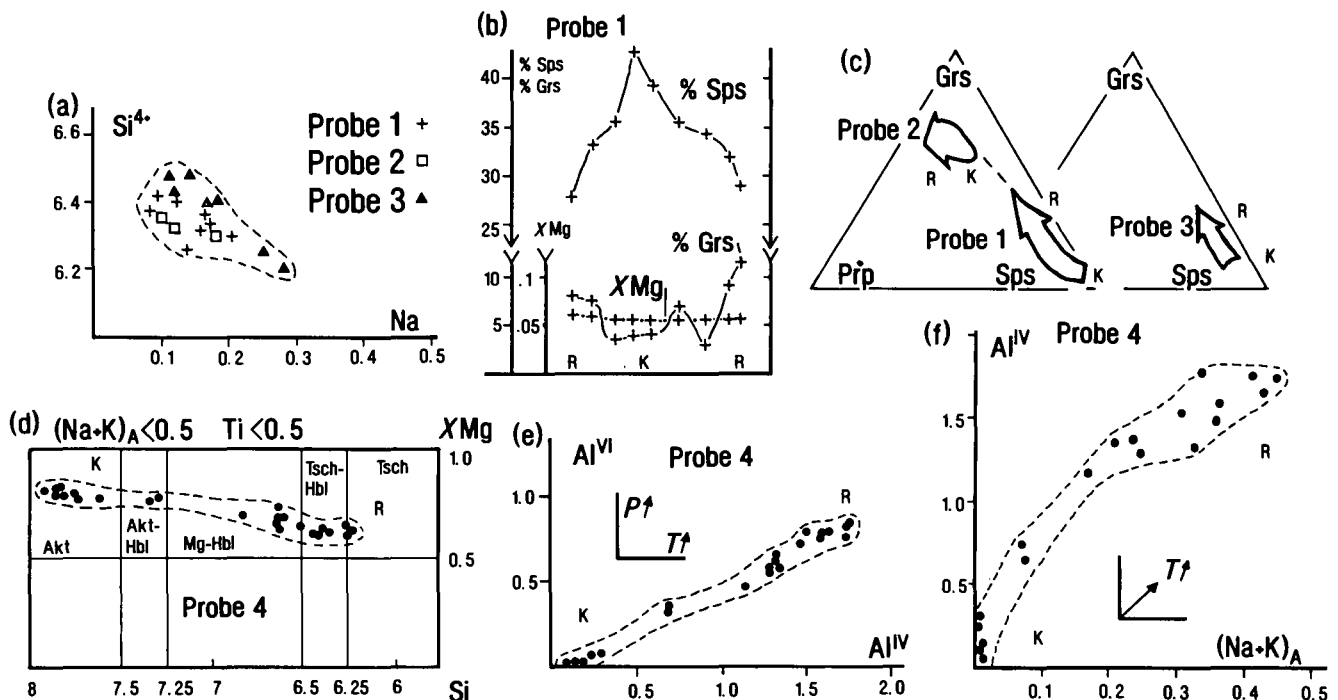


Abb. 13.

Mineralchemie in Granat-Phylliten und Amphiboliten.

Analysen siehe Tab. 1 und 2.

a) Muscovit der Phyllit-Proben 1-3 in Si⁴⁺ vs. Na-Koordinaten.

b) Zonierungsprofil des Granat 1 in Probe 1 (siehe Abb. 9a) in Prozent Grossular (Grs), Prozent Spessartin (Sps) und X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe).

K = Kern; R = Rand.

c) Chemische Entwicklung der Granate in den Phyllit-Proben 1, 2, 3 in Spessartin-Grossular-Pyrop-Koordinaten (Sps-Grs-Prp).

d) Nomenklatur für die Amphibole (LEAKE, 1978) aus Probe 4.

X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe²⁺).

e) Amphibol-Analysen von Probe 4 im Al^{VI} vs. Al^{IV}-Diagramm.

f) Amphibol-Analysen von Probe 4 in Al^{IV} vs. (Na+K)_A-diagramm.

K = Kerne; R = Ränder.

und Alm 59 / Sps 25 / Grs 11 / Prp 3,8 (%) im Rand (Abb. 13b). Ein gleicher Zonierungstrend der Granate wurde in einem 15 km entfernten Granat-Chlorit-Muscovit-Phyllit (Probe 3) gefunden. Granate der zweiten Generation in der Phyllit-Probe 2 weisen nur schwache Zonierung auf und enthalten im Rand Alm 78 / Sps 3 / Grs 13 / Prp 5,6 (%) (Abb. 13c). Mit den Almandinen koexistierende Biotite in den Proben 1 und 2 (Lokalitäten s. Abb. 12) enthalten Mg = 0.35–0.37 und Ti = 0.19. Plagioklase in den Proben (1–3) sind stark zoniert mit Anorthit-Gehalten (An) von 3 % im Kern und bis 27 % im Rand. Homogene kleine zweite Plagioklase in der

Foliation S₂ führen bis 29 % Anorthit. Mit dieser deutlichen Zonierung der Na-Gehalte in den Plagioklasen korrespondiert eine Na-Variation in Muscoviten von Na = 0.08–0.2 bei weitgehend einheitlichen Si⁴⁺-Gehalten zwischen 6.2 und 6.4 (Abb. 13a).

Wegen der relativ hohen Spessartin-Gehalte der Granate sind Abschätzungen der Metamorphose-Temperaturen mit Granat-Biotit-Geothermometern mit großen Ungenauigkeiten behaftet. Da sich jedoch XMg in den Granat-Zonierungsprofilen nicht verändert, ist die Temperaturvarianz zwischen Kern und Rand eher gering und liegt bei versuchsweiser Verwendung von vier Gra-

Tabelle 1.

Mineralchemie von Granat, Glimmern und Plagioklas.

Granat 240, Biotit 220, Muscovit 220, Plagioklas 80. Folgende Analysen wurden für die Geothermobarometrie verwendet: Probe 1: Granat-Kern 34 – 44 – 24 – 54, Granat-Rand 40 – 44 – 24 – 54; Probe 2: Granat-Kern 61 – 81 – 82 – 64, Granat-Rand 60 – 81 – 82 – 64.

(a)	Granat					(b)	Biotit				
	Probe 1			Probe 2			Probe 1			Probe 2	
	34	40	63	61	60		31	44	23	74	81
SiO ₂	36.03	36.21	36.20	36.62	36.65	SiO ₂	34.20	34.70	36.99	34.62	34.35
TiO ₂	0.11	0.07	0.05	0.04	0.06	TiO ₂	1.33	1.67	1.56	1.64	1.56
Al ₂ O ₃	19.39	20.21	20.82	20.65	20.84	Al ₂ O ₃	18.72	17.70	18.72	18.81	18.88
FeO	22.67	24.62	26.85	33.44	34.84	FeO	22.63	22.88	22.26	23.76	23.41
MnO	15.28	12.65	11.16	2.41	1.33	MgO	7.37	7.25	7.42	6.96	7.04
MgO	0.75	0.85	0.97	1.19	1.40	Na ₂ O	0.11	0.09	0.08	0.12	0.12
CaO	2.82	4.27	4.04	4.95	4.45	K ₂ O	8.97	9.22	9.01	8.79	8.05
total	97.05	98.88	100.09	99.30	99.57	total	93.33	93.51	94.36	94.70	93.41
Si	6.03	5.97	5.92	5.98	5.96	Si	5.39	5.48	5.41	5.40	5.40
Al	3.82	3.92	4.09	3.97	3.99	Ti	0.15	0.19	0.18	0.19	0.18
Fe ²⁺	3.03	3.37	3.57	4.56	4.74	Al	3.48	3.29	3.46	3.45	3.50
Fe ³⁺	0.11	0.20	-	-	-	Fe ²⁺	2.98	3.02	2.92	3.10	3.07
Mn	2.16	1.76	1.50	0.33	0.18	Mg	1.73	1.70	1.73	1.61	1.65
Mg	0.18	0.02	0.23	0.28	0.34	Na	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
Ca	0.50	0.75	0.68	0.86	0.79	K	1.80	1.85	1.80	1.74	1.61
total	15.83	15.99	15.99	15.98	16.00	total	15.56	15.55	15.52	15.52	15.44
Alm	53.10	55.45	59.63	75.46	78.33						
Sps	35.68	28.88	25.11	5.51	3.03						
Prp	3.03	3.42	3.82	4.77	5.63						
Grs	3.37	11.44	11.35	14.07	12.91						
						(d)	Muscovit				
							Probe 1			Probe 2	
							62	18	24	47	82
						SiO ₂	48.27	49.27	49.22	48.90	50.05
						TiO ₂	0.28	0.32	0.23	0.23	0.25
						Al ₂ O ₃	34.15	36.08	34.97	36.12	36.11
						FeO	2.13	1.57	1.94	1.21	1.70
						MgO	0.94	0.66	0.83	0.52	0.73
						Na ₂ O	0.33	0.67	0.65	0.81	0.46
						K ₂ O	8.68	8.56	9.01	8.55	7.51
						total	94.78	97.13	96.85	96.24	96.81
						Si	6.38	6.32	6.37	6.31	6.39
						Ti	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
						Al	5.32	5.46	5.33	5.51	5.44
						Fe ²⁺	0.23	0.16	0.21	0.13	0.18
						Mg	0.18	0.12	0.16	0.10	0.13
						Na	0.08	0.16	0.16	0.20	0.11
						K	1.46	1.40	1.48	1.41	1.22
						total	13.67	13.65	13.73	13.68	13.49
(c)	Plagioklas										
	Probe 1			Probe 2							
	52	54	15	83	64						
SiO ₂	70.76	62.84	60.65	65.40	62.33						
Al ₂ O ₃	19.05	23.63	24.42	23.15	24.81						
Na ₂ O	9.84	9.18	8.23	9.45	8.00						
K ₂ O	0.09	0.11	0.10	0.11	0.07						
CaO	2.05	5.00	6.16	3.77	5.51						
total	101.79	100.76	99.56	101.88	100.72						
Si	3.02	2.76	2.70	2.82	2.73						
Al	0.96	1.22	1.28	1.18	1.28						
Na	0.81	0.78	0.71	0.79	0.68						
K	-	-	-	-	-						
Ca	0.09	0.23	0.29	0.17	0.25						
total	4.88	4.99	4.98	4.96	4.94						
An	10	23	29	17	27						

nat-Biotit-Geothermometern (THOMPSON, 1976; HOLDAY & LEE, 1977; HODGES & SPEAR, 1982; PERCHUK & ARANOVITCH, 1984) an koexistierendem Granat und Biotit in Probe 1 zwischen 410–470°C für den Granat-Kern und 440–485°C für den Rand (Abb. 14a). Für den zweiten Granat in Probe 2 ergaben sich 510–540°C. Mit dieser geringen Temperaturvarianz korrespondiert eine deutliche Zunahme des Druckes, wie die stark ansteigenden Ca-Gehalte der ersten Granate in Probe 1 und der relativ hohe Grossulargehalt im zweiten Granat in Probe 2 zeigen (Abb. 13b). Mit dem Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometer von GHENT & STOUT (1981) aus den zonierten Granaten und koexistierendem Oligoklas, Biotit und Muscovit abgeschätzt, ergab sich eine deutliche Druckzunahme von 3,5 kbar aus dem Kern der ersten Granate (Probe 1) bis auf 6,15 kbar aus dem Rand der zweiten Granate in Probe 2. Da die ersten Granate bei D₁-D₂ synkristallin rotierten (syn-S₂) und die zweiten Granate die Foliation S₂ überwuchsen (post-S₂), können die Resultate aus beiden Proben verbunden werden und ergeben eine Druck-Temperatur-(P-T)-Entwicklung die syn/post-S₂ verlief.

In den drei Amphibolgenerationen in einem Amphibolit (Probe 4, Lokalität s. Abb. 12) ließ sich eine deutliche

chemische Entwicklung feststellen. Die großen älteren Kerne in den ersten und kleine Kerne in den zweiten Amphiboliten (Abb. 9i,k) sind Mg-reicher Aktinolith mit Al^{IV}<0,5, (Na+K)_A<0,05 bei Ti = 0,002. Eine chemische Zonierung der Blasen hin zum äußeren Rand aus tschermakitischer Hornblende mit Al^{IV} >1,5, (Na+K)_A = 0,4 und Ti = 0,05 ist weitgehend kontinuierlich (Abb. 13d-f). Die nicht zonierten dritten Amphibole weisen die gleiche Zusammensetzung auf wie die Ränder der ersten und zweiten Porphyroblast-Generationen. Aus den vom Kern zum Rand ansteigenden Al^{IV}-, Na_A-, Al^{VI}- und Ti-Gehalten in den Amphibolen kann auf eine prograde Metamorphose von der Grünschieferfazies hin zur Amphibolitfazies im Verlauf des Amphibolwachstums geschlossen werden (RAASE, 1974; LAIRD & ALBEE, 1981).

Wegen ihrer Abhängigkeit vom Gesamtchemismus der Probe lediglich semiquantitative Temperatur- und Druck-Abschätzungen nach COLOMBI (1990), ergaben 450°C/1–3 kbar für die Kerne und 600°C/>7 kbar für die Ränder der zonierten Amphibole. Im 100 Na/(Ca+Na)- versus 100 Al/(Si+Al)-Diagramm von LAIRD & ALBEE (1981) liegen die Amphibole im Grenzbereich zwischen Niederdruck- („low-P“) und Mitteldruck- („medium-P“) Feldern. Eine Paragenese der Amphibole mit

Tabelle 2.

Mineralchemie der Amphibolite in Probe 4.

Amphibol 23O; Act = Aktinolith, MgH = Magnesium-Hornblende, TsH = Tschermakitische Hornblende, Ts = Tschermakit.

Berechnung der Strukturformel nach TRIBOULET & AUDREN (1985) und des Fe³⁺-Gehalts nach PAPIKE (1974).

lnK_D Tremolit-Edenit (Tr+Ed) nach TRIBOULET & AUDREN (1988); lnK_D (Pargasit-Hastingsit)-Tremolit ((P-H)-Tr) nach TRIBOULET et al. (1991, pers. Mitt.).

K = Kern; R = Rand.

	Amphibol 1								Amphibol 2				Amphibol 3	
	K 33	R 32	R 34	R 35	K 7	R 8	R 18	K 45	K 36	R 37	K 3	K 19	K 2	R 1
SiO ₂	55.50	46.13	45.26	43.35	53.51	45.02	42.84	50.37	55.26	41.75	50.65	45.48	42.73	42.17
TiO ₂	0.02	0.27	0.32	0.45	0.01	0.40	0.48	0.19	0.04	0.45	0.16	0.27	0.43	0.49
Al ₂ O ₃	0.69	9.44	11.23	13.16	2.40	11.53	13.97	5.99	0.63	14.22	5.96	10.84	13.56	14.85
FeO	9.76	14.68	14.39	15.02	10.61	13.78	14.55	10.68	10.58	15.01	10.95	13.59	15.33	14.50
MnO	0.27	0.23	0.24	0.27	0.21	0.28	0.27	0.25	0.24	0.26	0.25	0.30	0.28	0.20
MgO	17.88	11.91	11.79	10.17	16.86	11.61	10.44	15.51	17.45	10.12	15.38	12.37	9.90	10.42
CaO	12.55	11.14	11.47	11.14	12.41	11.61	11.43	12.03	12.25	11.14	11.84	11.35	11.15	11.43
Na ₂ O	0.11	1.21	1.37	1.63	0.23	1.52	1.91	0.69	0.13	1.69	0.80	1.42	1.77	1.91
K ₂ O	0.01	0.28	0.27	0.32	0.04	0.29	0.35	0.06	0.02	0.31	0.11	0.31	0.35	0.32
total	96.79	95.29	96.34	95.51	96.28	96.04	96.24	95.77	96.60	94.95	96.13	95.93	95.50	96.29
Si	7.902	6.837	6.642	6.470	7.689	6.658	6.360	7.290	7.891	6.254	7.311	6.672	6.400	6.240
Al ^{IV}	0.098	1.163	1.358	1.530	0.311	1.342	1.640	0.710	0.109	1.746	0.689	1.328	1.600	1.760
Al ^{VI}	0.018	0.489	0.589	0.790	0.096	0.671	0.810	0.310	0.001	0.769	0.326	0.550	0.799	0.835
Ti	0.002	0.030	0.035	0.051	0.001	0.044	0.004	0.021	0.004	0.051	0.017	0.030	0.048	0.055
Fe ³⁺	0.196	0.678	0.652	0.519	0.301	0.384	0.442	0.411	0.295	0.766	0.401	0.709	0.519	0.570
Fe ²⁺	0.966	1.140	1.113	1.355	0.973	1.319	1.364	0.881	0.968	1.113	0.920	0.958	1.400	1.223
Mn	0.033	0.029	0.030	0.034	0.026	0.035	0.034	0.031	0.029	0.033	0.031	0.037	0.036	0.025
Mg	3.797	2.633	2.581	2.264	3.614	2.561	2.312	3.349	3.717	2.261	3.311	2.707	2.212	2.300
Ca	1.913	1.768	1.802	1.780	1.909	1.838	1.817	1.864	1.873	1.787	1.834	1.783	1.788	1.811
Na _{M4}	0.037	0.232	0.198	0.220	0.061	0.162	0.183	0.163	0.037	0.213	0.166	0.217	0.212	0.189
Na _A	0.001	0.116	0.193	0.253	0.001	0.275	0.368	0.058	0.001	0.278	0.059	0.188	0.303	0.360
K	0.002	0.053	0.051	0.061	0.007	0.055	0.066	0.011	0.004	0.059	0.020	0.058	0.067	0.060
□	1.055	0.831	0.757	0.686	1.019	0.670	0.566	0.931	1.087	0.662	0.921	0.755	0.067	0.060
XMg	0.797	0.698	0.699	0.626	0.788	0.660	0.629	0.792	0.793	0.670	0.783	0.739	0.612	0.653
	Act	MgH	MgH	TsH	Act	MgH	TsH	Act.H.	Act	Ts	Act.H.	MgH	TsH	TsH
lnK _D Tr-Ed	-8.39	-0.61	0.21	0.77	-7.15	0.67	1.45	-2.06	-8.31	1.12	-2.06	0.15	1.11	1.53
lnK _D (P-H)-Tr	-10.90	-0.94	-0.09	0.51	-8.60	0.18	1.16	-2.89	-10.61	1.12	-3.00	-0.11	0.84	1.36

Epidot, Chlorit, Plagioklas (Albit bis Oligoklas mit An 24), Titanit und Quarz erlaubte die Anwendung eines für FeO- und Fe₂O₃-Gehalte modifizierten und auf Amphibol-Gleichgewichten beruhenden Geothermobarometers (TRIBOULET & AUDREN, 1985, 1988; TRIBOULET et al., 1991, pers. Mitt.) an Amphibol-Kernen und -Rändern. Hierzu wurden Aktivitäten der Edenit-, Magnesio-Hornblende- und Tremolit-Endglieder der Amphibole (TRIBOULET & AUDREN, 1988) mit koexistierendem Epidot (Al³⁺ = 2,6) und Chlorit (Mg = 5,5–7,3; Fe²⁺ = 3,7–1,8) korreliert und die Verteilungskoeffizienten (lnK_D) in Tremolit-Edenit und (Pargasit-Hastingsit)-Tremolit Isoplethen (TRIBOULET et al., 1991, pers. Mitt.) betrachtet. Es ergab sich so eine prograde P-T-Entwicklung mit einem starken Temperatur-Anstieg von 300 auf 620°C, der von einem mäßigen Druckanstieg (2,5 bis max 8 kbar) begleitet wird. Wegen der Korrelation der drei Amphibolgenerationen mit den D₁-D₂-Gefügen (Kap. 3.3.) ist diese metamorphe Entwicklung syn/post-D₁-D₂.

Der kurze P-T-Pfad von den Granaten in den Phylliten mit dem nahezu isothermen Druckanstieg synchron zur Rotation der Blasten läßt sich mit der Überschiebung einer Krustenplatte von ENE nach WSW im Verlauf der Deformation D₁-D₂ erklären. Die P-T-Daten von den Amphibolen dagegen zeigen eine deutlich temperaturbetonte Metamorphose syn/post-D₁-D₂ im Thurntaler Komplex. Ein geothermischer Gradient mit Werten über 30°C/km ist für diese Metamorphose kennzeichnend. Dies wurde bereits von SASSI & ZANFERRARI (1972) und PURTSCHELLER & SASSI (1975) anhand der Muscovit-b₀-Geobarometrie abgeleitet. Zwar scheinen sich somit die P-T-Trends aus den Granat-Phylliten und den Amphiboliten zu widersprechen, aber, bei einer Verbindung der Resultate (Abb. 14b) und der Berücksichtigung der relativ breiten Fehlergrenzen, kann festgestellt werden, daß die Granate womöglich lediglich ein Überschiebungereignis im Verlauf einer tektonischen Krustenstapelung (Druckzunahme) und Aufheizung (Temperaturzunahme mit erhöhtem geothermischem Gradient) aufgezeichnet haben. Dieser Stapelungsprozeß bei gleichzeitig betonter Aufheizung lief während der Scherdeformation D₁-D₂ ab. Die Temperaturen bei dieser durch relativ niedrige Drücke (6–8 kbar) gekennzeichneten Metamorphose überschritten die Grenze zur Amphibolitfazies, wobei maximaler Druck in etwa gleichzeitig mit dem Temperaturmaximum erreicht wurde. Damit unterscheidet sich die Metamorphose im Thurntaler Komplex von der druckbetonten Metamorphose des „Barrow-Typs“, bei dem das Druckmaximum bei niedrigeren Temperaturen zeitlich vor dem Temperaturmaximum durchlaufen wird.

Über den Verlauf der retrograden Metamorphose ergaben sich wenig Anhaltspunkte, und quantitative P-T-Abschätzungen aus der Mineralchemie waren in den untersuchten Proben nicht möglich. In den Phylliten ist retrograde Umwandlung von Granat und Biotit zu Chlorit und von Plagioklas zu Serizit auffällig und weitverbreitet. In Metabasiten wurde Amphibol oft durch Biotit, Chlorit und Epidot ersetzt. Eine Korrelation der Deformationen D₃ bis D₅ mit diesen retrograden Umwandlungen war nur beschränkt möglich. Daher beruht der in Abb. 14b dargestellte retrograde P-T-Deformationspfad auf den Quarzgefüge-Untersuchungen (Kap. 3.4.) und der Annahme einer weitgehend isostatischen Hebung und Abkühlung (ENGLAND & THOMPSON, 1984) des

Thurntaler Komplexes nach seiner Versenkung und Aufheizung im Verlauf von D₁-D₂.

5. Deformations- und Metamorphosegeschichte

Die prograde temperaturbetonte Metamorphose des Thurntaler Komplexes und die sie begleitende Scherdeformation D₁-D₂ müssen ein prä-alpidisches, sehr wahrscheinlich variskisches Alter aufweisen. Dies ergibt sich aus der nur sehr schwachen Metamorphose in eingeschuppten permotriassischen Sedimentgesteinen und dem, allerdings nur aus lithologischen Vergleichen vermuteten, altpaläozoischen (Ordovizium bis Unterdevon) Sedimentationsalter der Eduktgesteine des Komplexes. Eine intensive Verformung unter Bildung der Hauptschieferung S₂ ging mit D₁-D₂ und prograder Metamorphose einher. Schersinnkriterien (Kap. 3.5.) zeigen dabei einen WSW-gerichteten Transport des Hangenden an. Eine begleitende Komponente tangentialer Scherung führte wahrscheinlich zu einer zusätzlichen

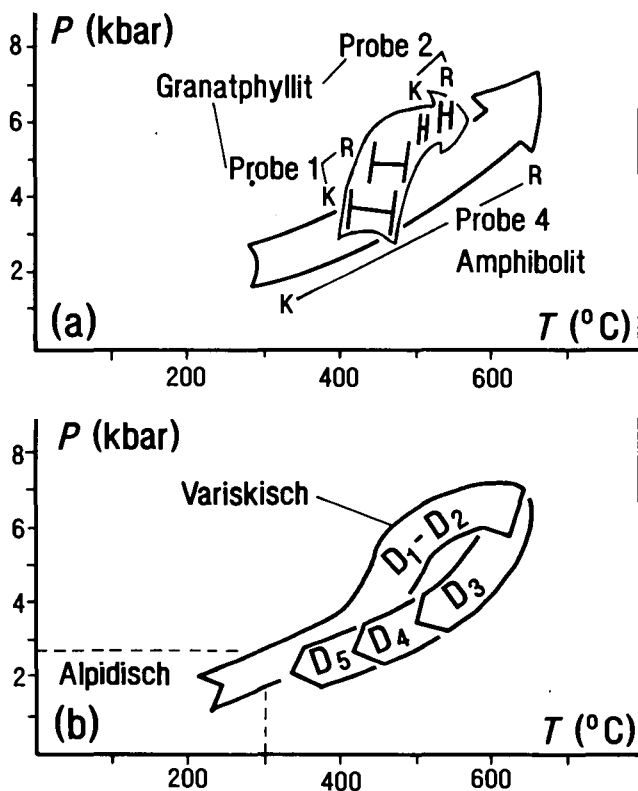


Abb. 14. Druck-Temperatur-(P-T)-Verlauf bei der Metamorphose des Thurntaler Komplexes.

- a) P-T-Abschätzungen aus Granat-Phylliten und Amphibolit. Große Pfeile zeigen den generellen Trend der Entwicklung; senkrechte Balken zeigen Minimal- und Maximalwerte aus vier Granat-Biotit-Geothermometern; waagrechte Balken zeigen Druckabschätzung nach GHENT & STOUT (1981). Siehe Text (Kap. 4.) zur weiteren Erläuterung und Tab. 1 für die zur Berechnung verwendeten Analysen. Die P-T-Abschätzung vom Amphibolit erfolgte aus Amphibol-Gleichgewichten nach dem Geothermobarometer von TRIBOULET & AUDREN (1988).
- b) P-T-t-Deformations-Pfad des Thurntaler Komplexes unter Verwendung der Daten aus Abb. 14a für die Deformation D₁-D₂ und der Annahme weitgehend isostatischer Hebung und Abkühlung während der Deformationen D₃, D₄ und D₅. Die variskische Metamorphose des Thurntaler Komplexes ist temperaturbetont.

lateralen foliationsparallelen Einschuppung und isoklinen großräumigen Einfaltung des Komplexes in das benachbarte Altkristallin. Etwa mit dem gleichzeitigen Erreichen von Druck- und Temperaturmaximum der prograden Metamorphose endete die Scherdeformation D_1 - D_2 und wurde von der Deformation und Faltung D_3 abgelöst. D_3 lief am Beginn der retrograden Metamorphose ab. Eine wahrscheinlich NW-SE-gerichtete Kompression führte zu überwiegend koaxialer Deformation. Dabei wurde die Hauptschieferung S_2 vom mm- bis km-Bereich in Falten mit WSW-ENE-streichenden Achsen gelegt.

Deformation D_4 folgte bei Temperaturen, die niedriger als bei D_3 , aber immer noch deutlich über 300°C lagen. Bei D_4 erfolgte ein NE-gerichteter Transport des Hangenden entlang von NE-fallenden S_4 -Scherflächen. Dieses nur regional auftretende Flächengefüge läßt sich als spätere Dehnungsstruktur zur NW-SE-gerichteten D_3 -Kompression interpretieren. Bei den S_5 -Scherflächen mit NW- bis WSW-gerichtetem Transport des Hangenden handelt es sich wahrscheinlich um Einengungsstrukturen, da es lokal zu Überschiebungen des Komplexes auf Altkristallin (Markinkele) und des Altkristallins auf den Thurntaler Komplex (Warscher) kam. Die alpidischen Metamorphose-Bedingungen wurden von STÖCKHERT (1985) mit 250 - $300^\circ\text{C}/2$ - 3 kbar im südlichen Altkristallin und von NIEDERMAYR et al. (1984) mit $270^\circ\text{C}/1$ - 2 kbar an der Drauzug-Basis abgeschätzt. Beobachtungen von GUHL & TROLL (1987) aus der Kalksteiner Permotrias und Untersuchungen der Quarzgefüge an eingeschuppten Permotrias-Sandsteinen (Kap. 3.5.) bestätigen dies. Damit wäre für die deutlich höher temperierte Deformation D_5 (randliche Quarz-Rekristallisation an Altkörnern) ein prä-permisches, spätvariskisches Alter möglich.

Die Knickfalten und Störungen entstanden bei Temperaturen um und unter 300°C und sind damit wahrscheinlich alpidisch. Südlich des Tauernfensters ließen sich zwei unterschiedliche jungalpidische Deformationsregimes, ein etwas älteres mit NE-SW-gerichteter Kompression (KLEINSCHRODT, 1987; SCHULZ, 1989; SPRENGER & HEINISCH, 1990) und ein jüngeres mit NW-SE-gerichteter Kompression ((v. GOSEN, 1989; UNZOG, 1990) erkennen, denen sich diese post- D_5 -Strukturen zuordnen lassen. Eine weitere großräumige Verfaltung und Verstellung des Thurntaler Komplexes und seines Rahmens wiederum um WSW-ENE-verlaufende Achsen überprägte die D_3 -Strukturen (F_3 -Falten) und erfolgte wahrscheinlich im Verlauf der NW-SE-gerichteten Kompression.

In den Strukturkarten (Abb. 3, 4) zeigt sich eine weitgehende Parallelität von Hauptfoliationen S_2 , F_3 -Achsen, Linearen (L, Lcr3) und den jüngeren Strukturen zwischen dem Thurntaler Komplex und dem Altkristallin. Die Bildung der Hauptfoliation S_2 im Altkristallin ist wie im Thurntaler Komplex mit einer intensiven Scherdeformation D_1 - D_2 verbunden (SCHULZ, 1990). Wegen

der Parallelität der Hauptfoliationen erscheint eine Vereinigung der beiden Einheiten bereits während des foliationsbildenden Deformationsprozesses wahrscheinlich. Dies würde die foliationsparallelen lithologischen Kontakte und die mancherorts schwierige Festlegung der Grenze zwischen den Einheiten (SCHMIDEGG, 1936; HEINISCH & SCHMIDT, 1984; SPAETH & KREUTZER, 1989) erklären. Allerdings sind die Metamorphose-Abläufe im Thurntaler Komplex und Altkristallin sehr unterschiedlich. So herrschten im Altkristallin Bedingungen um $650^\circ\text{C}/12$ kbar synchron zur Bildung der Hauptfoliation bei D_1 - D_2 . Wegen der großen Unterschiede im prograden Metamorphoseverlauf können beide Einheiten also nicht in unmittelbarer Nachbarschaft und wegen der gemeinsamen Scherdeformation auch nicht gleichzeitig metamorphisiert worden sein. So wurde womöglich zuerst in einem ersten Abschnitt der Deformation D_1 - D_2 das Altkristallin durch tektonische Stapelung verdickt und erfuhr dabei seine Hochdruckmetamorphose (SCHULZ, 1990). Im Verlauf der anschließenden Hebung und Abkühlung erfaßte die nach SW fortschreitende Krustenstapelung in einem zweiten Abschnitt der Scherdeformation D_1 - D_2 den Thurntaler Komplex und führte zu dessen temperaturbetonter Metamorphose synchron zur Ausbildung von S_2 . Der foliationsparallele Kontakt und die parallelen Hauptfoliationen sowie die unterschiedlichen Metamorphosegeschichten in beiden Einheiten könnten durch eine solche syndeformative (D_1 - D_2) und synmetamorphe Vereinigung, letztere allerdings bei unterschiedlichen Stadien des Metamorphoseverlaufs, gedeutet werden. Da im Altkristallin die Deformation D_1 - D_2 auch die oberordovizisch intrudierten Granitoide (BORSI et al., 1973) erfaßte (STÖCKHERT, 1985; SCHULZ, 1988, 1990), ist die Bildung von S_2 dort post-oberordovizisch. Rb-Sr-Glimmeralter von 260 - 300 Ma (BORSI et al., 1978) im Altkristallin datieren das Ende der von den Deformationen D_3 , D_4 , D_5 begleiteten gemeinsamen Hebung und Abkühlung im Komplex und im Altkristallin. Dabei wurde der lithologische Kontakt beider Einheiten mancherorts durch D_5 -Scherzonen und Störungen überprägt (SASSI & ZANFERRARI, 1972; HEINISCH & SCHMIDT, 1984; SPAETH & KREUTZER, 1990).

Dank

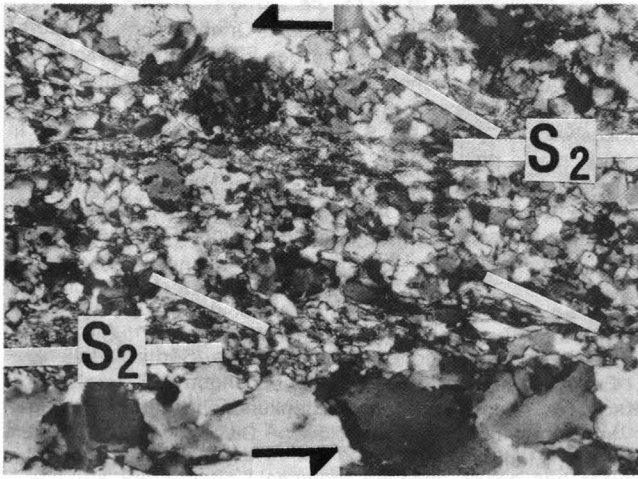
Prof. Dr. G. NOLLAU (Erlangen), Dr. Cl. TRIBOULET (CNRS Paris) und Dr. Cl. AUDREN (CNRS Rennes) unterstützten diese Arbeit mit Kritik und unpublizierten Daten. Prof. Dr. M. RAIH ermöglichte Mikrosonden-Analysen am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bonn unter der Assistenz von B. SPIERING, M. SCHUMACHER und Chr. GESSMANN. Dr. U. SCHÜSSLER und P. SPÄTHE (Würzburg) polierten Schlitze. Prof. Dr. G. SPEATH und S. KREUTZER (Aachen) wird für gemeinsame Geländebegehungen gedankt. A. PETEREK (Erlangen) half bei der Paläostreß-Analyse. Die Arbeit wurde durch ein Stipendium und Sachmittel des Postdoktoranden-Programms (Projekt Nr. Schu 676-1) der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert.

Tafel 1

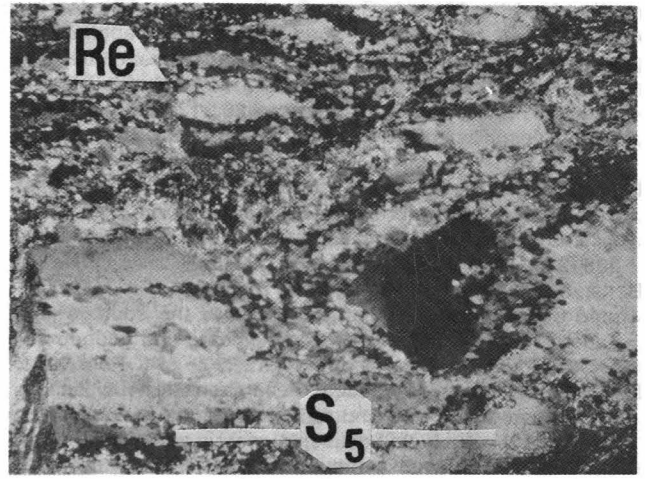
Quarzgefüge

- Foliation S_2 im Porphyroid-Schiefer und spitzwinkelig dazu orientierte Glimmer und Quarzkorngrenzen zwischen den Foliationsbahnen zeigen eine nach WSW (links) gerichtete Scherbewegung des Hangenden an.
- Randliche, dynamische Rekristallisation von Quarz-Altkörnern im Bereich einer S_5 -Scherzone; Re = Rekristallinat.

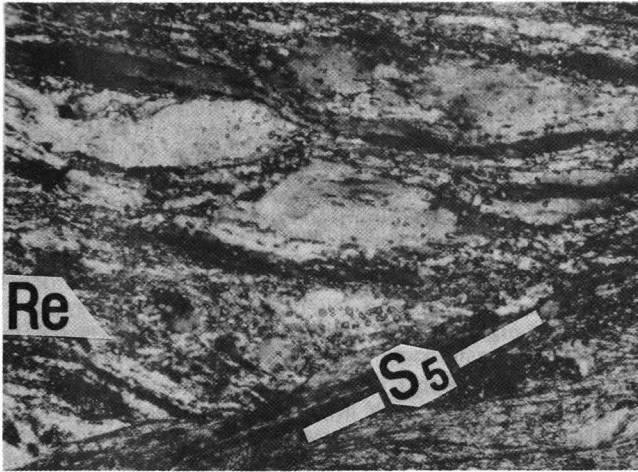
- Feine randliche Rekristallisation von Altquarz und spitzwinkelig die S_2 -Foliation schneidende S_5 -Scherfläche.
- Starke plastische Deformation von Quarz mit feiner randlicher Rekristallisation in einer S_5 -Scherzone.
- Plastische Deformation von Quarz im Umbiegunsbereich einer F_3 -Falte. Plättung der Körner in der Achsenflächen-Ebene ohne Rekristallisation. Das Gefüge zeigt eine spätere Überformung der F_3 -Falte an, da es nur in den Umbiegungsstellen auftritt.
- Undulation, Deformationslamellen und sehr feine Rekristallisation von Quarz an einer Berührungsstelle von Quarzklasten in permotriassischem Sandstein.



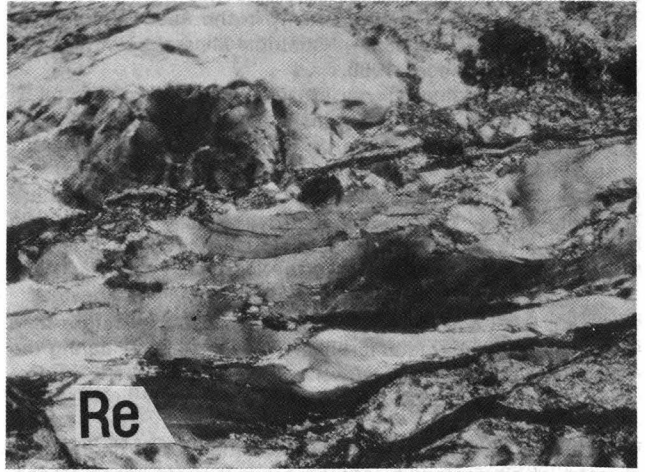
(a) 181a 1 mm



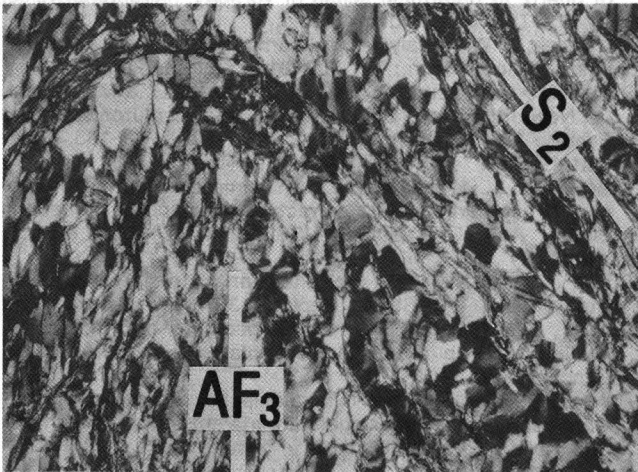
(b) 200c 1 mm



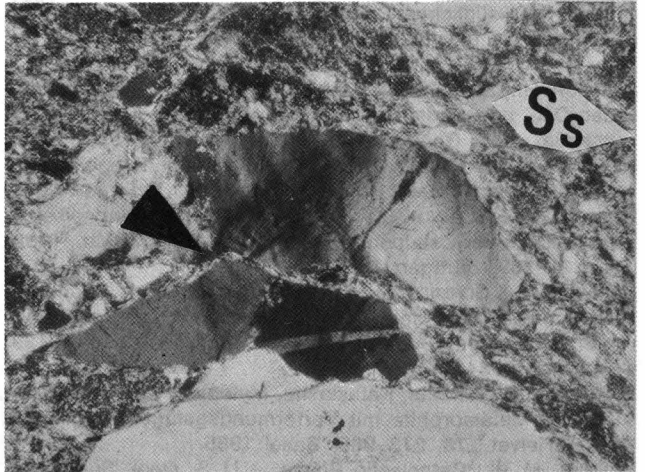
(c) 142c 1 mm



(d) 142c 1 mm



(e) 55b 1 mm



(f) 317 1 mm

Literatur

- ANGELIER, J. & MECHLER, P.: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. – *Bull. Soc. géol. France*, **29**, 1309–1318, Paris 1977.
- BEHRMANN, J. H. & PLATT, J. P.: Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). – *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **59**, 208–215, Amsterdam 1982.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **12**, 549–571, Rom 1973.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. – *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **32**, 1–17, Padova 1978.
- BOUCHEZ, J. L. & PECHER, A.: The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. – *Tectonophysics*, **78**, 23–50, Amsterdam 1981.
- CLIFF, R. A.: Uranium-lead isotopic evidence from zircons for Lower Palaeozoic tectonic activity in the Austroalpine nappe, the Eastern Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 283–288, Heidelberg 1980.
- COLOMBI, A.: Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des alpes ouest-centrales (Géoprofil Viège–Domodossola–Locarno). – *Mémoires de Géologie*, **4**, 1–216, Lausanne 1990.
- CULSHAW, N. G. & FYSON, W. K.: Quartz ribbons in high grade granite gneiss: modifications of dynamically formed c-axis preferred orientation by oriented grain growth. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 663–668, Oxford 1984.
- ENGLAND, P. C. & THOMPSON, A. B.: Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. – *J. Petrol.*, **25**, 894–928, Oxford 1984.
- GHENT, E. D. & STOUT, M. Z.: Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 92–97, Heidelberg 1981.
- GOSEN, W., v.: Fabric developments and the evolution of the Periadriatic Lineament in southeast Austria. – *Geol. Mag.*, **126**, 55–71, Cambridge 1989.
- GUHL, M. & TROLL, G.: Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Deferegger Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 37–60, Wien 1987.
- HEINISCH, H.: Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 1–109, Wien 1981.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 459–482, Stuttgart 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1982/4**, 211–239, Stuttgart 1982.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). – *Geol. Rdsch.*, **73**, 113–129, Stuttgart 1984.
- HEITZMANN, P.: Kakirite, Kataklasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – *Eclogae geol. Helvet.*, **78**, 273–286, Basel 1985.
- HIGGINS, M. W.: Cataclastic Rocks. – *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **687**, 97 S., Washington D. C. 1971.
- HODGES, K. V. & SPEAR, F. S.: Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. – *Am. Miner.*, **67**, 1118–1134, Ann Arbor 1982.
- HOFMANN, J.: Quarzgefüge (c-Achsen-Orientierung) der Metamorphite des Erzgebirges und des sächsischen Granulitgebirges als tektonische Indikatoren. – *Veröff. d. Zentralinst. f. Physik der Erde*, **53**, 81–100, Potsdam 1975.
- HOLDAWAY, M. J. & LEE, S. M.: Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 175–198, Heidelberg 1977.
- HÖLL, R.: Scheelitvorkommen in Österreich. – *Erzmetall*, **245**, 273–282, Stuttgart 1971.
- KLEINSCHRODT, R.: Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol/Italien). – *Erlanger Geol. Abh.*, **114**, 1–82, Erlangen 1987.
- KROL, W.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet nördlich von Sillian. – *Dissert. Univ. München*, 79 S., München 1974.
- LAIRD, J. & ALBEE, A. L.: Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. – *Amer. J. Sci.*, **281**, 127–175, New Haven 1981.
- LEAKE, B. E.: Nomenclature of amphiboles – compiler for subcommittee on amphiboles, IMA. – *Amer. Miner.*, **63**, 1023–1052, Ann Arbor 1978.
- LISTER, G. S.: Discussion: crossed girdle c-axis fabrics in quartzite plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. – *Tectonophysics*, **39**, 51–54, Amsterdam 1977.
- LISTER, G. S. & HOBBS, B. E.: The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 335–370, Oxford 1980.
- MASUDA, T. & MOCHIZUKI, S.: Development of snowball structure: numerical simulation of inclusion trails during synkinematic porphyroblast growth. – *Tectonophysics*, **170**, 141–150, Amsterdam 1989.
- NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J.-M.: Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten–Osttirol (Österreich). – *Geol. Rdsch.*, **73**, 202–221, Stuttgart 1984.
- PAPIKE, J. J.: On the chemistry of clinoamphiboles. – *EOS Transact. Amer. Geophys. U.*, **55**, 469, Washington 1974.
- PASSCHIER, C. W.: The reliability of asymmetric c-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. – *Tectonophysics*, **99**, T9–T18, Amsterdam 1983.
- PASSCHIER, C. W.: Analysis of deformation paths in shear zones. – *Geol. Rdsch.*, **77**, 309–318, Stuttgart 1988.
- PECCERILLO, A., POLI, G., SASSI, F. P., ZIRPOLI, G. & MEZZACASA, G.: New data on the Upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. – *N. Jb. Mineral. Abh.*, **137**, 162–183, Stuttgart 1979.
- PERCHUK, L. L. & ARANOVITCH, L. Y.: Improvement of biotite-garnet geothermometer: correction for fluorine content in biotite. – *Dokl. acad. Sci. USSR*, **277**, 471–475, Moskau 1984.
- PLATT, J. & VISSERS, R. L. M.: Extensional structures in anisotropic rocks. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 397–412, Oxford 1980.
- POWELL, D. & TREAGUS, J. E.: On the geometry of S-shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts. – *Mineral. Mag.*, London 1969.
- PRASAD, R.: Geologische, mineralogische und geochemische Untersuchung der Kieslagerstätten Panzendorf, Tesenberg und Außervillgraten (Osttirol). – *Inaug.-Diss.*, 113 S., Leoben 1969.
- PURTSCHHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some thoughts on the pre-Alpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps. – *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, **22**, 175–199, Wien 1975.

- RAASE, P.: Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, 231–236, Heidelberg 1974.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I.: The techniques of modern structural geology volume 2: folds and fractures. – 3. Aufl., 700 S., London (Academic Press) 1987.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. Teil 2. – 409 S., Wien (Springer Verlag) 1950.
- SASSI, F. P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: Similarities among the lithostratigraphic sequences in different parts of the Austrides (Eastern Alps). – In: FLÜGEL, H. W., SASSI, F. P. & GRECCOLA, P. (Edit.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts, 434, Bratislava (Alfa Publishers) 1987.
- SASSI, F. P. & ZANFERRARI, A.: Il significato geologico del complesso del Thurntaler (Pusteria) con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici prealpini nel basamento austridico dell'Alpi Orientali. – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **91**, 533–557, Rom 1972.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the Periadriatic Lineament between Mules and Mauthehen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1974**, 421–434, Stuttgart 1974.
- SCHMIDEGG, O.: Stellachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **86**, 115–149, Wien 1936.
- SCHMIDEGG, O.: Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **87**, 111–132, Wien 1937.
- SCHONEVELD, C.: A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. – *Tectonophysics*, **39**, 453–471, Amsterdam 1977.
- SCHÖNLAUB, H.-P.: Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 1–124, Wien 1979.
- SCHULZ, B.: Deformation und Metamorphose im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 397–406, Zürich 1988.
- SCHULZ, B.: Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegger-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 775–789, Wien 1989.
- SCHULZ, B.: Prograde-retrograde P-T-t-deformation path of Austroalpine micaschists during Variscan continental collision (Eastern Alps). – *J. Metam. Geol.*, **8**, 629–642, Oxford 1990.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – *Z. dt. geol. Ges.*, **116**, Hannover 1964.
- SPAETH, G. & KREUTZER, S.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 179 Lienz. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 595–597, Wien 1989.
- SPAETH, G. & KREUTZER, S.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Thurntaler Quarzphyllit auf Blatt 179 Lienz. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 482–484, Wien 1990.
- SPRENGER, W. & HEINISCH, H.: TM-Satellitenbild-Auswertung und Paläo-Spannungsanalyse der bruchhaften Deformation am Periadritischen Lineament. – *Kurzfassungen 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie Graz*, 222–225, Graz 1990.
- STÖCKHERT, B.: Pre-Alpine history of the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Southern Tyrol, Italy) – Caledonian versus Hercynian event. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1985**, 618–642, Stuttgart 1985.
- THOMPSON, A. B.: Mineral reactions in pelitic rocks. – *Am. J. Sci.*, **276**, 401–454, New Haven 1976.
- TRIBOULET, C. & AUDREN, C.: Evolution des amphiboles et leurs associations au cours d'un métamorphisme progressif polyphasé. Exemple d'une metabasite de la Vilaine. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **65**, 279–298, Zürich 1985.
- TRIBOULET, C. & AUDREN, C.: Controls on P-T-t-deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France). – *J. Metam. Geol.*, **6**, 117–133, Oxford 1988.
- TRIBOULET, C., THIEBLEMONT, D. & AUDREN, C.: The geothermobarometer (Na-Ca) amphibole – albite – chlorite – epidote – quartz in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$. – *J. Metam. Geol.*, Oxford 1991 (eingereicht).
- UNZOG, W.: Paläostreß am Drauzug-Südrand. – *Kurzfassungen 3. Symposium Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie Graz*, 261–264, Graz 1990.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – *Habilitationsschrift Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen der Technischen Universität Berlin*, **D 83**, 1–360, Berlin 1968.
- VOLL, G.: Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **56**, 641–647, Zürich 1976.
- WHITE, S. H.: Fault rocks of the Moine Thrust Zone: a guide to their nomenclature. – *Textures and Microstructures*, **4**, 211–221, New York 1982.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. April 1991.

Bruchhafte Deformation im Gebirgskörper und im Gründungsgestein von Ingenieurbauwerken*)

Von RUDOLF SCHWINGENSCHLÖGL**)

Mit 31 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln (Beilagen)

*Ingenieurgeologie
Bruchhafte Deformation
Trennflächenanalyse Klüfte*

Inhalt

Zusammenfassung	394
Abstract	394
1. Allgemeine baueologische Probleme als Folge bruchhafter Deformationen des Gebirges	395
2. Die Stellung der Trennflächen in den „allgemeinen“ Klassifizierungssystemen von Gebirgskörpern	396
3. Aussagewert und Bedeutung von Trennflächen-Analysen	397
3. 1. Kluftbildung	398
3. 2. Kluffstellung	398
3. 3. Kluffabstand	398
3. 4. Klufföffnungsweite	398
3. 5. Ebener Kluffflächenanteil	399
3. 6. Kluffwandung	399
3. 7. Kluffrauigkeit	400
3. 8. Klufffüllung	401
3. 9. Kluffstreckung	402
3.10. Klufftreibungswinkel	403
3.11. Durchtrennungsgrad	403
3.12. Zerlegungsgrad	403
3.13. Kluffkörpergröße	404
3.14. Kluffscharen	404
3.15. Auflockerungsgrad	405
4. Felsbauaufgaben und Trennflächengefüge (bruchhafte Verformung)	405
4.1. Bemerkungen zur Bruchtektonik der Böhmisches Masse	405
4.1.1. Felsbauaufgaben bei Großprojekten im Kristallin der Böhmisches Masse	406
4.1.1.1. Kamptal-Sperren	406
4.1.1.2. Projekt CERN-Teilchenbeschleuniger	406
4.1.1.3. Donau-Kraftwerk Aschach	406
4.1.1.4. Felsgleitung in metamorphen Gesteinen des Thayatales, NÖ	406
4.1.2. Zusammenfassung und Vergleich von Trennflächenausbildungen an den ausgewählten Felsbaubeispielen	407
4.2. Bemerkungen zur Bruchtektonik im östlichen Flyschgebiet	409
4.2.1. Felsbauaufgaben im Flyschgebiet	409
4.2.1.1. Autobahn A1 (Westeinfahrt), SW Dürrwien	409
4.2.1.2. Westautobahnabschnitt Mondsee – Seewalchen	409
4.2.1.3. Donaukraftwerk Greifenstein	409
4.2.1.4. Bruchstrukturen im Flysch der Kahlenberger Schichten	411
4.2.2. Vergleich der ausgewählten Beispiele mit ihren Trennflächenlagen im östlichen Flyschgebiet	411
4.3. Bemerkungen zur Bruchtektonik an der Überschiebungszone Nördliche Kalkalpen auf Flysch	412
4.3.1. Felsbauaufgaben im Grenzbereich der Nördlichen Kalkalpen/Flysch-Überschiebung	413
4.3.1.1. Massenbewegungen bei Plankenstein, NÖ	413
4.3.1.2. Massenbewegungen an der Flysch/Kalkalpen-Grenze in Vorarlberg	414
4.3.2. Zusammenfassung und Vergleich	414
4.4. Bemerkungen zur Bruchtektonik der Nördlichen Kalkalpen	414
4.4.1. Betrachtungen über die Verformbarkeit von Sedimentgesteinen	414
4.4.2. Felsbauaufgaben in den Nördlichen Kalkalpen	415
4.4.2.1. Bruchtektonik im Toten Gebirge	415
4.4.2.2. Die geplante Bogensperre „Kaiblingmauer“	418
4.4.2.3. Der Wetterin-Stollen Ost	419
4.4.2.4. Die Hochstegbrücke im Schwarzatal, NÖ	419

*) Habilitationsschrift zur Erlangung der Lehrbefähigung an der Universität für Bodenkultur.

**) Anschrift des Verfassers: Ing. Dr. RUDOLF SCHWINGENSCHLÖGL, Institut für Bodenforschung und Baueologie, Abteilung für Baueologie, Universität für Bodenkultur, Gregor Mendel-Straße 33, A-1180 Wien.

4.4.2.5. Lawinengalerie Schwarzatal	420
4.4.2.6. Hangbrücke Piestingtal	421
4.4.2.7. Gscheidl-Stollen	421
4.4.2.7.1. Petrographie des Gscheidl-Stollens (Westlichster Abschnitt)	422
4.4.2.7.2. Betrachtungen zur Stollengeometrie	422
4.4.2.7.3. Tektonik und Trennflächen	423
4.4.2.7.4. Gebirgsqualität im Gscheidl-Stollen	423
4.4.3. Zusammenfassung und Vergleich von Klufsystemen im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen	424
4.5. Bemerkungen zur Bruchtektonik in der nordöstlichen Zentralzone	425
4.5.1. Felsbauaufgaben in der Zentralzone	426
4.5.1.1. Böschungen in Phyllitgesteinen	426
4.5.1.2. Kippungsbruch („toppling failure“) in Phylliten	427
4.5.1.3. Der Einfluß von Gesteinstrennflächen bei der Boden- und Felsklassifizierung	428
4.5.2. Zusammenfassung und Vergleich	428
4.6. Ingenieurgeologische Charakteristika zur Felsklassifizierung (Projekt 672)	429
4.7. Bemerkungen zur Bruchtektonik im Tertiär des südlichen Wiener Beckens	429
4.7.1. Felsbauaufgaben in den tertiären Ablagerungen des Wiener Beckens	429
4.7.1.1. Die Tegelgrube Leopoldsdorf	429
4.7.1.2. Die Tegelgrube Sooß	430
4.7.1.3. Klüftung und Störungen in Peliten des Wiener Beckens	431
4.7.2. Zusammenfassung und Vergleich	431
5. Interpretation der ermittelten σ_1 -Richtungen	432
6. Schlußbetrachtungen über tektonische Spannungen und Bruchmechanik	434
Literatur	436

Zusammenfassung

Die baugewissenschafliche Bedeutung von Trennflächen im Gestein und im Gebirge stellt für die Projektierung und Durchführung von Felsbauvorhaben eine wichtige geowissenschaftlich-praktische Grundlage dar.

Zum einen ist der Fels, welcher von Klüften, Schieferungs- und Schichtflächen geprägt ansteht, ein Material, das auf Beanspruchungen wie Druck-, Zug- und Scherkräfte, aber auch in einer Kombination dieser Kräfte verschieden reagiert. Zum anderen wird er deformiert und wenn seine Festigkeit überschritten ist, zerbricht er.

Dies alles geschieht unter dem Einfluß von Spannungen, die als Folge der Tektonik oder/und als Folge von Lastumlagerungen durch einen Eingriff von außen, auf diesen Felskörper einwirken.

Felsbauprobleme allgemeiner Natur, die Bedeutung der Trennflächen in einigen Gebirgsklassifizierungen, wie der Aussagewert und Nutzen von Trennflächenanalysen werden hier beschrieben.

Weiters wird der Vergleich von verschiedenen Felsbauvorhaben in Österreich, einem Forschungsprojekt und mit aus der Literatur bekannten Projekten, gegeben.

Ziel ist die Ermittlung der größten Hauptnormalspannungsrichtung im Gebirge, dargestellt an besonders ausgewählten Standorten und Felsbauaufgaben. Auch die Korrelation mit der Tektonik (= primärer Spannungszustand) anhand von kluffstatistischen Analysen zuordenbarer Scherklüfte wird versucht.

Dafür wurden aus der Geländepraxis und der regionalen Kenntnis des Verfassers eine Auswahl von großen Felsbauvorhaben, besonders aus dem Osten Österreichs herangezogen.

Ruptural Deformation in Rock Masses and in Basis Rocks of Engineering Constructions

Abstract

Joints and joint orientations in the rock mass are very important for projecting and constructing of most of the surface and underground constructions in a rock mass. Therefore engineering geology is the basis to describe the behavior of the solid rock mass.

Rock masses are first of all characterised by joints, foliation and bedding planes. Combined stress consisting of pressure-, tension and shearing forces led to a deformation. An exceeding of rock strength is the reason for a rock failure.

Tectonic stress or a concentration of stress caused by a rock construction are the two stress modes considered. The importance of parting planes in some rock mass-classifications and the utility of joint analysis are described.

Regarding joint orientations a comparison of various rock mass constructions in Austria are presented.

The aim is the investigation of directions of the major principal normal stress in the rock mass on selected sites. Also a correlation is given between the tectonic stress and the stress direction constructed by joint analysis of conjugated shear joints. Examples for these considerations were a number of rock mass constructions in the eastern part of Austria.

1. Allgemeine baugelogeische Probleme als Folge bruchhafter Deformation des Gebirges

Der Einfluß bruchhafter Verformung in einem Festgestein tritt in den Gebirgsmassiven durch die nachfolgende, morphologische Ausformung unter Einbeziehung sämtlicher Verwitterungserscheinungen deutlich zu Tage. Er ist hier vor allem für die Bildung von Tälern und Flußläufen (A.E. SCHEIDEGGER, 1979) der wichtigste Grund. Besonders die Grundrißgestalt wird nach H. BREMER (1989) durch die Bruchtektonik festgelegt, nicht jedoch die Gestaltung des Gebirges selbst. Diese terrestrischen Großformen sind eine Folge ganz bestimmter kinematisch-mechanischer Vorgänge im Gestein. Erkennbar werden diese Zusammenhänge (Gesteinsklüftung bzw. geologische Störungen und Landschaftsbild) oft erst, nachdem in vielen Einzelaufschlüssen mehrere hundert bzw. tausend Klüfte gemessen und analysiert oder die stereoskopische Auswertung von Luft- und Satellitenbilddaten durchgeführt wurden. Die Klüftung bestimmt überdies wesentlich die mechanischen Eigenschaften der einzelnen Klüftkörper, einer Felswand oder eines Gebirgstales.

Ist in Gebirgstteilen beispielsweise durch das Abschmelzen des Gletschereises somit auch die Auflast des Gebirges wesentlich kleiner geworden, so treten vor allem in den Einhängen deutliche Entspannungerscheinungen auf. Talzuschub (J. STINY, 1941) und Doppelgratbildungen (O. AMPFERER, 1939 und U. ZISCHINSKY, 1969) sind die Folge. Sichtbar werden diese Deformationsakte im großen als Rotation des Flächengefüges, wie auch im kleinen als Korngefügeveränderung (B. SANDER, 1948). Auch Entspannungs- bzw. Entlastungsklüfte treten nach Lastwegfall auf, wie sie A. KIESLINGER (1958) in kluffarmen, interglazialen Konglomeraten genauso wie in skandinavischen Graniten beschrieben hat. Sie durchziehen dabei in langanhaltenden Fugen nahezu oberflächenparallel die Gebirgshänge. Allen diesen Vorgängen gemeinsam ist eine sehr langsame Änderung des Spannungszustandes im Gebirge bzw. das "Sichändern" der jeweiligen Hauptspannungsrichtungen.

Beinahe oberflächenparallele (hier ist eine mehr oder weniger horizontale Geländeoberfläche gemeint) Klüfte (cf. Neubrüche) können auch bei erosionsbedingtem Wegfall von Gesteinsmassen auftreten. So haben sich beispielsweise beim Baugrubenaushub für das Hauptbauwerk des Donaukraftwerkes Greifenstein in einem steil nach SE einfallenden, wohlgeschichteten Quarzsandstein völlig neue Klüfte gebildet. In den Baugrubenwänden ließen sich denn auch diese fast sölilig verlaufenden Trennflächen gut beobachten. Da die ss-Flächen und die Klüfte wie auch die spezielle Lithologie des Flyschgesteines aus der Kartierung untersucht und gut bekannt war, konnte es sich nur um Entlastungerscheinungen handeln (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1988).

Anders ist die Situation bei mehr oder weniger hangparallelen Klüften zu bewerten, wo manchmal mehrere Meter mächtige Gesteinsplatten (sehr gut in den metamorphen Gesteinen unserer Alpen ausgebildet) als regelrecht abgleitgefährdet vorliegen.

Während nun der vorhin genannte Entlastungsvorgang in den klastischen Sedimentgesteinen bereits durch die ständige Bauwerkslast weitgehend kompensiert werden kann, bedarf es bei technischen Projekten in Gebirgshängen doch umfangreicherer Maßnahmen.

Straßeneinschnitte verursachen manchmal relativ hohe Böschungen, an denen „bewegungswillige“ Gesteinsplatten zu einer Gefahr werden können. Es hängt nun von der Petrologie der geklüfteten Gesteine und der Ausbildung dieser speziellen Klüfte ab, ob die vorhandene Rauigkeit ausreichend hoch ist, um die hier geweckten Reibungskräfte aufnehmen zu können. Oder ob für die Reibung, welche durch tonige (= gleitfähige) Klüftzwischenmittel herabgesetzt wird, eine gewisse Gebirgsverbesserung erzielt werden muß, um der Bewegung Einhalt zu gebieten. In vielen Fällen reicht es aus, die Gebirgsfestigkeit durch eine Art von Verdübelung zwischen den einzelnen „Platten“ geringfügig zu erhöhen. Bei anhaltendem Kriechen sind allerdings vorgespannte Felsanker unumgänglich. Diese bewirken durch eine induzierte Druckspannung im Fels (idealisiert: doppelkegelförmig um den Ankerverlauf) das Anwachsen der Reibungsfestigkeit in den trennenden, hangparallelen Klüften.

Ist bei den beiden genannten Trennflächenformen (Schichtflächen ... ss und Schieferungsflächen ... sf) die Richtung und die Art der Beanspruchung auf Scher- und Zugspannungserscheinungen zu begrenzen gewesen, so sind die sogenannten „konjugierten Scherflächenscharen“ bereits einem wesentlich vielfältigeren Spannungsgeschehen zuzuschreiben. Schon beim Zuordnen, d.h. genetisch gleichwertige Klüfttypen statistisch zusammengefaßt zu betrachten, ergeben sich erhebliche Schwierigkeiten.

Die einfach scheinende Unterscheidung in Trenn- bzw. Zugklüfte und Gleitungs- bzw. Scherklüfte ist im Gelände oft nicht eindeutig durchzuführen. Ob ein konjugiertes Scherflächensystem vor Bruchausbildung nicht doch noch einer gewissen Zugspannung unterworfen war, ist nicht mit Sicherheit anzugeben. Deswegen sollten Ermittlungen des Beanspruchungssystems nur im Verein mit in-situ Messungen oder anderen Untersuchungskriterien, wie Styrolithen, Gleitstriemungen und Bohrlochrandausbrüchen angestellt werden. Klüftbeschreibungen und deren Zuordnung zu bestimmten Spannungsbildern müssen sehr subtil durchgeführt werden. Darauf haben schon sehr viele Autoren hingewiesen (J. STINY, 1929; L. MÜLLER, 1963; G.D. ASHGIREI, 1963; P. BANKWITZ, 1966 und 1976; H. BOCK, 1972; G. GREINER, 1976; K. PETERS, 1980 sowie H. BOCK, 1980).

Welche Rolle spielen nun die Trennflächen, insbesondere die Klüfte, in der Baugelogeie? Von jenen Fällen abgesehen, wo die „geotechnisch wichtigen“ Fugen die Schicht- oder Schieferungsflächen sind, kommt meist den Klüften die Hauptbedeutung zu. Weiters ist die Art der Klüftfüllungen und die Morphologie der Klüftwandungen von großer Wichtigkeit.

Wie oft hat L. MÜLLER-SALZBURG in unzähligen Publikationen und bei den Geomechanik-Kolloquien in Salzburg die überragende Wichtigkeit der Klüfte betont. Daß aber in den letzten Jahren häufig von „geklüfteten Medien“ gesprochen wird, wie das bei vielen Felsmechanikern üblich ist, scheint etwas grob vereinfacht.

Noch immer haben die petrogenetischen Merkmale bei der Ermittlung von Gesteins- und Gebirgseigenschaften entscheidenden Vorrang – oder sollten diesen haben! Denn es kann nicht egal sein, ob sich aus einem feinkörnigen Granit oder einem Quarzit (mit vielleicht ähnlichem Festigkeitsverhalten) in den Trennflächen des ersteren durch Verwitterung der Feldspäte Kaolinit bzw. durch Zersetzung der Glimmer Tonminerale bilden. Beim zweiten Gestein liegt in den Klüften aber Quarzgrus vor, der den Reibungswinkel des Zwischenmittels doch entscheidend anhebt.

Augenscheinliche Beispiele für weitgehend klüftungsabhängige Geländeformen sind die Taleinhänge und die Böschungen bei Verkehrswegebauten. Trennflächen im Felsgestein, aus ss (= Schichtflächen) oder sf (= Schieferungsflächen) hervorgegangen, sind entweder als festigkeitsfördernd oder -hemmend eher leicht zu erkennen. Bei der Anlage von uneinheitlich ausgebildeten Klufscharen, oder bei dem Fehlen einer Regelung des Makrogefüges, wird die Wahl einer Böschungsneigung hinsichtlich der Standfestigkeit des angeschnittenen Gebirges zur ernsthaften Felsbauaufgabe.

Da sich aber bei Beanspruchung ein durch Fugen (Trennflächen) in seinem Kraftfluß unterbrochener Fels einer numerischen Betrachtungsweise durch den Bodenmechaniker weitgehend entzieht – es sei denn, er beschränkt sich nur auf die Berechnung der Eigen-

schaften des Klufzwischenmittels – ist gerade die Abgrenzung von Homogenbereichen ein wichtiger Bewertungsfaktor. Hilft er doch, einen Aufschlußabschnitt genau zu beschreiben und für den Geomechaniker hinsichtlich ganz bestimmter Gesteins- und Gebirgsparameter, einzuengen.

Besitzt man von einem Projektareal bereits geologische Informationen, so kann man diese mit neu eingemessenen Daten verknüpfen. Um für die Baudurchführung notwendige Gesteins- und Gebirgskennwerte statistisch zu stützen, müßten sehr viele neue Untersuchungen vorgenommen werden. Wenn aber aus früheren Analysen oder aus Tabellen Kennwerte vorliegen, braucht man nur mehr einige wenige neue Bestimmungen durchführen. Auch Schätzungen und Erfahrungswerte von Materialfestigkeiten können durch gezielte Prüfungen einiger Proben mit geringem Aufwand verbessert werden.

Ermöglicht wird dies durch das sogenannte „BAYES-Theorem“ (s. dazu K. STANGE, 1977).

Damit können bereits vorhandene Informationen eines geologischen Körpers A mit neu gemessenen Daten (desselben geologischen Körpers A) verknüpft werden. Besitzt man gewisse Vorkenntnisse über den geologischen Körper A und erhält durch zusätzliche Stichproben neue Informationen, so kann die Standardabweichung vom bekannten zum erwarteten Mittelwert erheblich verkleinert werden.

2. Die Stellung der Trennflächen in den „allgemeinen“ Klassifizierungssystemen von Gebirgskörpern

Vergegenwärtigt man sich die seit etwa 1962 erstmals publizierten Vorschläge (R.E. SCHIMMER, 1975) für eine „generelle Gebirgsklassifizierung“, so sieht man, daß die Bestimmung der einaxialen Gesteinsdruckfestigkeit besonders interessiert. Ebenso wichtig ist die genaue geotechnische Kenntnis des gesamten Kluffinventars (siehe Pkt. 3.1. bis 3.15.).

Es ist auch bezeichnend, daß von den geologisch relevanten Parametern der Kluffabstand und die geotechnischen Eigenschaften der Kluffwände, wie auch Klufffüllungen, in den Klassifizierungssystemen am häufigsten verwendet werden (s. auch R.E. SCHIMMER, 1975). Die Trennflächensysteme in einem Gebirgskörper stellen ein sehr komplexes felsmechanisches Problem dar. Bei der Beurteilung einer Gesteins- und Gebirgseigenschaft aber sind sich die Baugeologen und die Bauingenieure nicht immer einig, welcher Parameter wichtig ist und welcher vernachlässigt werden könnte.

Betrachtet man die verschiedenen Klassifizierungsversuche auch als einen Ansatz zur Verständigung des Geologen mit dem Bauingenieur (K. W. JOHN, 1977), so ist vor allem stark auf die praxisorientierte Aufgabe Bezug zu nehmen.

Das größte Problem meiner Ansicht nach, liegt wohl in dem Umstand, daß jedes nachfolgende und meist auf einem schon vielfach erprobten Klassifikationschema aufbauende, noch um mindestens einen Para-

meter mehr umfaßt! Sicherlich wird man einwenden, daß für eine Gebirgsbewertung oft nur wenig Zeit zur Verfügung steht und man deswegen möglichst viele, oft auch zu „akademische Parameter“ untersuchen muß!

Für den in der angewandten Geologie Tätigen und noch vielmehr für den eigentlichen Anwender sollten vorerst nur jene Parameter ausgewählt werden, welche im Gelände ohne großen Material- und Geräteaufwand erhoben werden können.

Bei jeder Klassifizierung sollte immer sofort die Felsbauaufgabe im Vordergrund stehen, aus der sich dann die Gewichtung der einzelnen Kennwerte gut herauschälen läßt. Im Projektstadium sind daher folgende Aufschlüsse und Untersuchungen zu fordern:

- Oberflächenkartierung
- Kernbohrungen
- Schurfröschchen („Baggerschlitze“)
- Schächte
- Seismische Untergrunderkundungen

Oberflächenkartierung

Hier können sämtliche Trennflächen (= TRFL) erfaßt und sollten sofort nach ihrer Bildungsweise geordnet werden. Statistische Aussagen sind über die Lagenkugeldarstellung und eine EDV-gerechte Verarbeitung gut herstellbar. Meist können dabei schon die „geotech-

nisch wichtigen“ Trennflächen oder -scharen erkannt werden.

Kernbohrungen

Die Bohrkern orientiert entnommen, liefern eine zusätzliche Information über die räumliche Anordnung des Gesteinsgefüges. So kann bereits über den RQD-Index (Rock Quality Designation) eine erste, grobe Abschätzung über den Felszustand erreicht werden. Scher- und Druckversuche an Proben sind durchführbar.

Schurfröschen

Vom Bagger hergestellte Probeschlitze liefern eine sehr schnelle Auskunft über die Trennflächen im Fels. Voraussetzung ist allerdings eine nur geringmächtige Lockergesteinsüberlagerung.

Schächte

Diese bringen wesentlich bessere Daten, weil sie bis in Tiefen von 10 m und mehr durchaus herstellbar sind. Hier ist das TRFL-Inventar meist sehr gut zu erfassen. Auch der räumliche Auflockerungs- und der Durchtrennungsgrad (α) sind bei dieser Methode mit recht guter Genauigkeit zu bestimmen. Die Raumlagen der TRFL sind gut zu beschreiben und die Klufztzwischenmittel zu beproben.

Seismische Untergrunderkundungen

liefern kaum direkte Aussagen über die Klüftung und die Lagerungsverhältnisse von Gesteinen. Eher läßt sich eine Auflockerungsschwarte von einem unversehrten, gering geklüfteten Gebirge durch die unterschiedlichen Laufzeitgeschwindigkeiten abgrenzen.

Aus diesen fünf genannten Möglichkeiten ist ersichtlich, daß sich eine Gesteins- und Gebirgsklassifizierung – mit dem Schwerpunkt TRFL-Erkundung – sehr wohl erstellen läßt, um so für jedes technische Projekt bestimmte Folgerungen ableiten zu können:

- Homogenbereiche abgrenzen, bezogen auf die Felsbauaufgabe.
- Ermittlung von jenen kritischen Bereichen, die einer zusätzlichen Erkundung bedürfen.
- Weiters die Notwendigkeit, unsichere Kennwerte durch weitere Parameterstudien zu ergänzen und
- letztlich die Aussage über die Eignung einer Projektstelle zu treffen.

Aus der Vielzahl von Klassifikationsversuchen sei jener von Z.T. BIENIAWSKI (1973) herausgegriffen, da hier mit Ausnahme der einaxialen Druckfestigkeit alle Parameter (s. Kap. 3) im Gelände bestimmbar sind. Überdies strebt dieses Schema nicht sofort die spezielle Gebirgsklassifizierung an, sondern es wird zunächst der entscheidende Einfluß der Kluftrichtungen für die Qualität des betreffenden Gebirges bewertet.

N. BARTON et al. (1974) haben ebenfalls dem Trennflächeninventar große Bedeutung zugemessen. Nur machten sie die Gebirgsqualität zusätzlich vom Überlagerungsdruck und dem SRF (= stress-reduction-factor) abhängig. Das ist vollkommen richtig, denn nirgendwo befindet sich ein geologischer Körper in einem spannungsfreien Zustand! Damit wird klar, daß dieses System bereits als „spezielle“ Gebirgsklassifikation verstanden werden soll. Auch die primären Spannungsverhältnisse des Gebirges aus der Tektogenese fließen bereits in diesen SRF ein. Im Gegensatz zum System von N. BARTON et al. (1974), deren Qualitätswerte vornehmlich im Tunnelbau Eingang finden, zieht Z.T. BIENIAWSKI auch Gründungen und Felsböschungen als Anwendungsfälle heran.

E. FECKER & G. REIK (1987) haben recht, wenn sie allen bisherigen Klassifizierungsversuchen eher skeptisch gegenüberstehen. Ein Gebirge und dessen umfassende, komplexe geotechnische Eigenschaften lassen sich nicht in einer Ziffer beschreiben. Aber die Näherung auf eine einzige Zahl hin wird sicherlich immer größer und besser werden, je mehr Einzelparameter nicht nur geologisch-statistisch, sondern auch quantitativ erfaßt werden können. Es liegt nur an den Baugeologen selbst, eine große Anzahl an Felskennwerten beizubringen, wie dies ja schon im anglo-amerikanischen Raum bereits üblich ist (A. JUMKIS, 1983; R.D. LAMA & V.S. VUTUKURI, 1978). Dann wird sicherlich der Weg von der jahrelang gepflogenen beschreibenden Geologie langsam – bestärkt auch durch eine internationale Abstimmung wichtiger felsmechanischer Begriffe – zu einer zumindest semiquantitativen Bewertung führen. Bestimmte Kenngrößen, wie beispielsweise das Formänderungsverhalten von Gestein und Gebirge sowie die Nichtlinearität von Festigkeitseigenschaften (E. FECKER & G. REIK, 1987, S. 369ff) werden aber sehr schwer miteinander zu vergleichen sein. Nicht zuletzt deshalb, weil ein Gebirge auch durch die Intuition des Bauingenieurs oder des Baugeologen zu bewerten sein wird. Für jedes größere Projekt ist daher im Sinne von L. MÜLLER-SALZBURG ein spezielles Klassifizierungssystem anzustreben.

3. Ausagewert und Bedeutung von Trennflächen-Analysen

Über die primäre Bedeutung einer Kluft als Beweis für eine bruchhafte Verformung im Fels muß kaum mehr diskutiert werden, wohl aber noch über die felsmechanische Behandlung des gesamten Trennflächeninventars. Die Gründe dafür sind wohl in der historisch ausgerichteten Betrachtungsweise der Geologie zu suchen. Die folgende Übersicht möge die Fülle der Einzelparameter aufzeigen:

- Kluftbildung
- Kluftstellung
- Kluftabstand
- Kluftöffnungsweite
- Ebener Kluftflächenanteil
- Kluftwandung
- Kluftrauigkeit
- Kluftfüllung

- Klufsterstreckung
- Klufstreibungswinkel
- Durchtrennungsgrad
- Zerlegungsgrad $Z = f$ (Kluftziffer, Durchtrennungsgrad)
- Kluftkörpergröße (technische Gebirgsfazies)
- Kluftschar(en)
- Auflockerungsgrad (linear und räumlich)

3.1. Kluftbildung

Die Kluft selbst ist hier als genetisches Problem zu sehen, nämlich, ob es sich um Absonderungsklüfte, Trenn-, Scher- oder Verschiebungsbrüche handelt. Die Notwendigkeit der Festlegung im Gelände in eine der genannten Entstehungsformen wird erkennbar.

Da in der felsmechanischen Betrachtungsweise auch die sf- und ss-Flächen inkludiert sein müssen, sind sie als Trennflächen in ihrer mechanischen Wirksamkeit den Klüften gleichzusetzen. Eine sf-Fläche ist ebenso auch als potentielle Trennfuge mit verminderter Scherfestigkeit anzusehen – das zeigen ja schon die eingeregelt Mineralaggregate sehr deutlich! An einer ss-Fläche andererseits können bei Beanspruchungen ebenso wesentlich früher Verschiebungen erwartet werden, als im gesunden Gestein innerhalb eines Sedimentationsereignisses.

3.2. Kluftstellung

Die räumliche Anlage von Klüften bzw. Kluftscharen bestimmen in manchen Fällen die Geometrie und Position eines technischen Projektes. Die Darstellung der erhaltenen Geländedaten erfolgt vorzugsweise in Form der unteren, offenen Hälfte der Lagenkugel, wo die EDV-gestützte Verarbeitung heute dem Geologen schon viele Möglichkeiten eröffnet.

Es gibt verschiedene Auffassungen über die statistische Ermittlung von Trennflächen im Schmidt'schen Netz der Lagenkugel. So geben F. KOHLBECK & A.E. SCHEIDEGGER (1976) an, daß zur Ermittlung von drei Kluftpolmaxima (um einen parallelepipedischen Kluftkörper zu konstruieren) nur 12 bis 15 Kluftmessungen nötig sind. Sie unterlegen diese Theorie auch mit Beispielen aus mehreren Aufschlüssen, schränken aber ein, daß dies nur funktioniert, wenn solche Maxima überhaupt vorhanden sind.

Dazu ist anzumerken, daß in der Baugewandologie sehr häufig nicht sofort ersichtlich wird, wo überhaupt Maxima der Kluftscharen liegen. Hier wird es nun schwierig, abzusehen, wie viele Messungen man überhaupt machen soll.

Geht man bei statistischen Behandlungen von Trennflächen vom „Gesetz der großen Zahl“ aus, bei dem Schwankungen zufälliger Art gegenüber den gesetzmäßigen zurücktreten (L. MÜLLER, 1963), so ist diese geringe Anzahl von 15 Klüften sicher geologisch und statistisch nicht ausreichend. L. MÜLLER schreibt 1963:

„... Man fülle das Diagramm so lange, bis man glaubt, es zu verstehen oder noch länger ...“

F. KOHLBECK & A.E. SCHEIDEGGER räumen aber andererseits ein, daß die Anzahl der Messungen immer so groß sein sollte, um ein eindeutiges Maximum zu erhalten.

Nun, beide Standpunkte ähneln einander doch sehr, sodaß ich meine, es weiterhin dem kartierenden Geologen „vor Ort“ zu überlassen, mit welcher Datenmenge er auskommen wird. Tragen nämlich Gesteinsaufschlüsse ihre drei Maxima deutlich zur Schau, wie man sie zur Zeichnung des Kluftkörpers oder zur Ermittlung von Hauptspannungsrichtungen benötigt, so würden im Extremfall nur drei Messungen genügen, für jede Kluftschar eine! Wo dies nicht sofort sichtbar wird, kann bei schlechten Aufschlußverhältnissen eine Mehrfachaufnahme von Klüften an verschiedenen Stellen ohne weiteres notwendig werden, um eventuell vorhandene Kluftpolmaxima herauszuarbeiten!

3.3. Kluftabstand

Trennflächenabstände sind bei Schieferungs- und/oder Schichtflächen, die ja parallel oder subparallel verlaufen, einfach zu bestimmen. Auch orthogonal angelegte Klüfte, wie sie in Karbonatsedimenten häufig auftreten, sind noch einfach zu bemaßen. Hier stimmt auch die statistische Aussage gut mit der Wirklichkeit überein.

Problematisch wird die Abstandsermittlung aber bei nicht parallel oder stark gekrümmt verlaufenden Trennflächen. Um eine einigermaßen statistisch brauchbare Aussage zu erhalten, sollte man eine beliebige Meßgerade nicht zu kurz wählen.

Kluftabstandsermittlungen nach H. RICHTER et al. (1976), für jede Kluftschar getrennt ausgeführt, ergeben die Abstandsverteilung, den Mittelwert, die Streuung, die Variationsbreite der Kluftabstände für jede Trennfläche, wie auch ein mittleres Kluftkörpervolumen und die Kluftkörperform.

Am wohl aussagekräftigsten sind aber Messungen, welche auf die einzelnen Kluftkörper konzentriert werden (H. RICHTER et al., 1976, S. 240f). Die dabei erhaltenen Meßwerte können den TRFL-Scharen zugeordnet und statistisch ausgewertet werden. Eine Zufälligkeit in der Auswahl wird ebenfalls gewährleistet, was bei der Kluftabstandsmessung an einer Meßgeraden nicht immer gegeben ist. Hier erhält man mathematisch exakt einen mittleren Kluftkörper. Auch die Volumensverteilungen der Kluftkörper lassen sich wesentlich genauer berechnen. Diese Angaben gelten zumindest für einen Kluftkörper, der prismatisch, plattig, säulig, kugelig oder kubisch sein kann.

3.4. Kluftöffnungsweite

Die Kluftöffnungsweite läßt sich bei parallel verlaufenden Kluftufern eindeutig bestimmen. Weniger aussagekräftig für den Gebirgskörper sind allerdings jene Messungen, welche nur an der freien Felsoberfläche durchgeführt werden. Bei sich nach innen zu verjüngenden oder erweiternden Klüften ist die Angabe der Öffnungsweite alleine zu wenig.

Da die Teilbeweglichkeit der einzelnen Kluftkörper, wie auch das hydraulische Verhalten (s. C. LOUIS, 1967) sehr stark von diesem Parameter bestimmt werden, ist die Tiefenerstreckung einer Kluft ein weiteres wichtiges Bestimmungsmerkmal. Auch der Auflockerungsgrad oder beispielsweise eine Injektionsgutaufnahme hängen weitgehend vom Öffnungsbetrag ab.

Könnte man hingegen für einen Felskörper, je nach Beanspruchungsart, Zonen der Krafterleitung oder die Spannungsspitzen (mittels FEM = Finite Element Method) schon im Plan und danach im Gelände festlegen, dann wäre die Angabe von Öffnungsbeträgen neben Tiefererstreckung der Klüfte durchaus sinnvoll. Vielleicht führt auch hier die Methode, sehr viele Klüftöffnungen zu messen, zu statistisch brauchbaren Abschätzungen. Sehr vielfältig sind allerdings die Randbedingungen dabei, wie: primärer und sekundärer Spannungszustand, Lithologie, Bauwerkslast, Lastwechseleinwirkungen, Aushubvorgänge, etc.

Statistische Untersuchungen in verschiedenen Gesteinen haben gezeigt, daß die Klüftöffnungen nach einem anfänglichen Größtwert (s. K. PETERS, 1980, S. 865ff) sich bis zu ihrer minimalen Öffnungsweite relativ rasch verengen. Der Grund dafür liegt nach V.K. GROMOV (1970) in der Aufhebung der Spannung nach der Bruchbildung, die für die verschiedenen Gesteine eben verschieden tiefe Ausdehnung hervorrufen kann.

Ist die Bestimmung der Klüfttiefe mittels einer Kernbohrung nicht durchführbar und diese auch in keine Beziehung zum Bauwerk zu bringen, so ist die Öffnungsweite eigentlich nur für den oberflächennahen Bereich aussagekräftig.

Den im Felsbau tätigen Geologen zeigt sich eine offene Kluft meistens als Folge eines Zerrungsvorganges im Gesteinsgefüge, bei der die dritte Dimension häufig nur durch „Stochern“ oder Hineinleuchten abzuschätzen ist. Eine brauchbare Methode, geöffnete Klüfte baugewologisch-technisch zu „behandeln“, ist, sie weitgehend zu versiegeln. Als Konsolidierungs- und/oder Dichtungsmaßnahmen werden solche offenen Klüfte bei einem bestimmten Druck ausgepreßt. So wird ein intakter, wieder vollends mittragender Felskörper geschaffen. Kontrollbohrungen überwachen das Eindringen des Injektionsgutes bis in haarfeine Trennflächen.

3.5. Ebener Klüftflächenanteil (α_e)

Der ebene Klüftflächenanteil ist ein wichtiger Kennwert, um das Verhältnis von Materialbrücken und durchtrennten Felsteilen abschätzen zu können. Ein semiquantitativer Wert deswegen, weil meist nur Klüftausbisse erkennbar sind und es schwer abzusehen ist, wie tief die Klüfte das Gestein durchtrennen (Abb. 1).

Ist dieser Strukturkennwert bekannt, so lassen sich Aussagen über das Bruch- und Deformationsverhalten, die Scherfestigkeit, die Teilbeweglichkeit der Klüftkörper, die Wasseraufnahmefähigkeit des Gebirges und die Auftriebswirkung des Gebirgswassers treffen.

Probleme gibt es allerdings bei der Erfassung des ebenen Klüftflächenanteils im Gelände. Es wird wohl sehr von der Erfahrung des kartierenden Geologen abhängen, diesen Faktor möglichst objektiv zu bewerten.

Liegen beispielsweise die Klüftausbisse gestaffelt vor, das heißt, in jeder Klüftebene tritt eine Kluft auf, die an der freien Felsoberfläche nur durch ihre Ausbisslänge sichtbar ist, so ist hier die Flächenermittlung nur durch Potenzieren der einzelnen Ausbisslängen möglich. Das fordert aber die Annahme, daß man es nur mit quadratischen Klüftflächen zu tun hat.

Eine weitere Frage ist die Wahl der Bezugsfläche. Sie erfolgt im allgemeinen willkürlich, wohl bauwerksbezogen, richtet sich aber weniger nach objektiven Gegebenheiten. Vollkommen unberücksichtigt bleiben Trennflächen, wie dies H. RICHTER et al. (1976) ausführen, die senkrecht zur Bezugsfläche verlaufen. Hier sind dann das hydraulische Verhalten und die Teilbeweglichkeit der Klüftkörper ganz unterschiedlich, besonders wenn diese senkrecht verlaufende Trennfläche ebenfalls einen großen oder kleinen ebenen Klüftflächenanteil aufweist. Da dieser Kennwert in Prozent angegeben wird, sollte man sich höchstens auf die Angaben von beispielsweise 25 %, 33 % oder 50 %-Beträge beschränken. Genauere Angaben täuschen aus den vorhin genannten Einwänden und als Folge unzureichend erfassbarer Daten im Gelände eine Genauigkeit vor, die fast nur im Modellfall zu erhalten ist.

3.6. Klüftwandung

Der Habitus der Klüftwandung kann entscheidend das mechanische Verhalten eines Felskörpers bei einer Beanspruchung beeinflussen.

Eine deskriptive Einteilung der Klüftufermorphologie unterscheidet generell zwischen eben, uneben, stufig und wellig. So sehr dieses vereinfachte Schema zu begrüßen ist, bereitet es doch erhebliche Schwierigkeiten bei der Typisierung der Klüfte im Aufschluß. Auch hier wird wieder die Felsbauaufgabe bestimmend sein, bei der eben im Gestein nur jene Klüftoberflächen zu beschreiben und zu bewerten sein werden, die für die Einschätzung der mechanischen Eigenschaften wirklich relevant erscheinen.

Die Ausbildung der Klüftwand wird beispielsweise von L. MÜLLER (1963) als Einteilungskriterium für die Klüftgenese herangezogen. Da aber auch Scherbrüche aus Trennbrüchen hervorgehen können (H. BOCK, 1980), ist die Zuordnung aus der Klüftmorphologie zumindest nicht eindeutig. BOCK führt zwei Argumente an, welche vor allem die ungleiche Entwicklung steilstehender Klüftscharen (Hauptklüfte und Nebenklüfte)

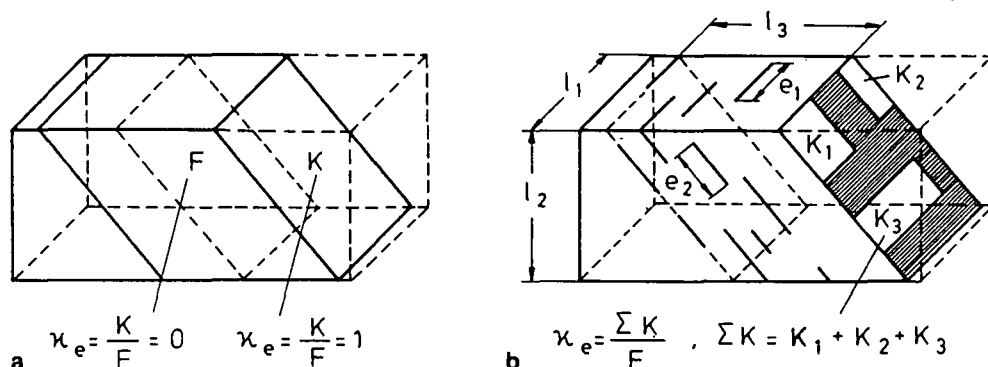


Abb. 1. Ebener Klüftflächenanteil (nach PACHNER, 1959).
a) $\alpha_e = 0$ bzw. 1.
b) $\alpha_e < 1$

in Frage stellen und die Tatsache, daß die dazu notwendige größte Hauptnormalspannung σ_1 annähernd immer horizontal gerichtet sein müßte. Die Anlage des Scherklufsystems ist in Sedimentgesteinen nach herkömmlichen Vorstellungen in der Spätphase der Diagenese gebildet worden. Für diesen Akt werden aber Senkungen postuliert und auch nachgewiesen. Diese Bewegungen bedingen eine Zerrungstektonik, also ein vertikal gerichtetes σ_1 und ein horizontal gerichtetes σ_3 . Die für die Bildung eines paarigen Scherklufsystems notwendigen horizontal bis subhorizontal verlaufenden σ_1 -Richtungen können aus der Einengungsphase eines Orogens abgeleitet werden.

Was die Anlage von Trennbrüchen betrifft, so gibt es bei Fragen zur Kluffgenese keine Schwierigkeiten. Sind die Trennflächen zackig und ohne Abrieb, ist die Unterscheidung von anderen Klüften stets einfach.

Als weitere Kluffkategorie werden die Harnische herangezogen. Sie sollten den Gleitungsbruch verdeutlichen. Aus vielen Beobachtungen, besonders in kalkalpinen Gesteinen, ließ sich die Stellung von Harnischflächen nach erfolgter statistischer Auswertung auch ohne weiteres mit der Anlage und Richtung der umliegenden Scherklüfte durchaus korrelieren. Das heißt aber, daß an manchen Scherklüften eine Bewegung stattgefunden hat. Die Natur ihrer Entstehung war dabei allerdings nicht zu erkennen.

Nach H. BOCK (1980) ist es sogar möglich, die Anlage von Klüften überhaupt nur auf das Vorhandensein geringer seitlicher Zug- und großer vertikaler Druckspannungen zurückzuführen. Sein sogenanntes „fundamentales Kluffsystem“, welches ausschließlich aus Trennbrüchen hervorgegangen sein soll, wird vorwiegend auf Sedimentgesteine bezogen.

Da Haupt- und Nebenkluffflächen ungleiche morphologische Entwicklung aufweisen (s.H. BOCK, 1980, S. 629ff), sind die Streuung der Kluffstellungen, weiters die Kluffabstände und die Kluffstreckungen wie auch die Kluffwandungen verschieden ausgebildet. BOCK folgert daraus, dies kann nicht ein – im Aufschluß sieht es manchmal wirklich so aus – Scherkluffsystem alleine hervorbringen. Bei diesem müßten die beiden Kluffscharen eigentlich gleichwertig ausgebildet sein, wenn man von einer gewissen Gesteins- und Mineralanisotropie absieht.

Die Frage, die es nun zu beantworten gilt, ist, wo kommen die für die Trennbruch-Hypothese nach BOCK geforderten Zugspannungen bzw. sehr kleinen Druckspannungen her?

Eine Annahme, die totalen Druckspannungen im Gestein zu verkleinern, ist das Miteinrechnen von Porenwasserüberdrücken. Es kommt dabei zu einer Abminderung der Druckspannungen, die dann sehr kleine Druck- oder auch schon Zugspannungen bewirken können.

Da die BOCK'sche Hypothese vor allem auf flachliegende Sedimente angelegt ist, muß man die Herleitung der entsprechenden Spannungen für den österreichischen Alpenanteil neu interpretieren.

Nach A. TOLLMANN (1986) können die geforderten Spannungen schon im Geosynklinalstadium durch Einsinken der Erdkruste entstehen. Das σ_1 ist hier vertikal und σ_3 horizontal ausgerichtet – es bilden sich Zerrklüfte.

Im späten Orogenesestadium, wo es weiterhin zu einer N-S-Einengung gekommen war (besonders im Alttertiär, wie viele Beispiele aus den Kalkalpen bele-

gen), müßte sich ein Scherkluffsystem ausgebildet haben. Bei nahezu horizontal gerichtetem σ_1 kommt es zu Überschiebungen – zum Deckenbau schlechthin. Doch als Antwort auf die nicht mehr aufnehmbaren Spannungen im Gestein entstehen nun Scherbrüche. Die Hauptrichtung zuerst und vielleicht zeitlich etwas verzögert, bewirkt durch eine Spannungsumlagerung, entstehen die Nebenkluffscharen. Denn so wie H. BOCK (1980, S. 636 ff) ausführt, daß durch Verringerung der Spannungseinwirkung nach erfolgtem Bruch die gleiche Spannungsart sich in einiger Entfernung wieder einstellt und einen neuerlichen Bruchvorgang bewirkt, so kann man sich auch ein Scherbruchsystem phasenversetzt entstanden denken.

Im kratogenen Stadium, im Jungtertiär, bildeten sich große Transversalgräben im Ostalpenorogen (A. TOLLMANN, 1986). Die aber wieder entsprechend angeordnete Zugspannungen, also ein vertikales σ_1 , erfordern.

Auch der letzte Bauakt, die isostatische Hebung der Alpen – eine Art von Großundulation, wie BOCK es nennt – tritt auf. Dabei kann es ebenfalls zur Bildung von Trennbrüchen oder Zerrklüften kommen.

Diese Betrachtungen, die thematisch eigentlich zur Kluffbildung (Kapitel 3.1) gehören, sollen hier zeigen, daß das alleinige Beobachten und Bewerten einer Kluffwand wesentlich komplexer ist als es scheint. Es kann ja eine Kluffchar in diesem Bauakt zunächst als geschlossene Trennkluff angelegt worden sein, damit ist die Schwächung des Gesteins vorgegeben und die Scherkräfte vollenden ihr Werk (siehe auch K. PETERS, 1980, S. 855ff). Vielleicht klingt es trivial, aber auch bei der Kluffentstehung sind offenbar Mischformen möglich. Die Kluffwandung ist also das Ergebnis einer vielfältigen Spannungsgeschichte. Ein Auftreten von Scherklüften oder von einem „geordneten“ Kluffsystem ist nicht nur in Sedimentgesteinen, sondern in Österreich auch in der Zentralzone, in der Böhmisches Masse und in den jungen tertiären Ablagerungen zu beobachten.

3.7. Kluffrauigkeit

Die Kluffrauigkeit ist gleichlaufend mit der Behandlung der Kluffufer zu sehen. Bestimmt sie doch entscheidend, ob und in welcher Größe Scherkräfte in einer Trennfläche aufgenommen oder übertragen werden können.

Durch eine möglichst genaue Beschreibung der Kluffufer können die Scherfestigkeiten in einer Trennfläche relativ gut bewertet werden. Kennt man die „Welligkeit“ dieser Fläche, so läßt sich nach N. BARTON & V. CHOUBEY (1977) ein sogenannter Rauigkeitskoeffizient (JRC = Joint Roughness Coefficient) abschätzen. Aus diesem wird ersichtlich, daß mit ansteigender Rauigkeit, bei angenommener gleicher Normalspannung, die Scherfestigkeit deutlich ansteigt.

Die geringste Scherfestigkeit besitzen ebene, glatte und/oder schwach wellige Kluffflächen. Je größer die Amplituden der rauhen Oberfläche, also je höher die Wellen sind, umso größer ist das β_s (Scherfestigkeit des Gesteines oder einer Gesteinsfläche). Wenn man stufige oder zackige Trennflächen einem Abschertest unterzieht, erhält man meist sehr hohe β_s -Werte. Es müssen nämlich dabei intakte Gesteinsanteile durchgeschert werden. Das sind Anteile einer echten Gesteins-

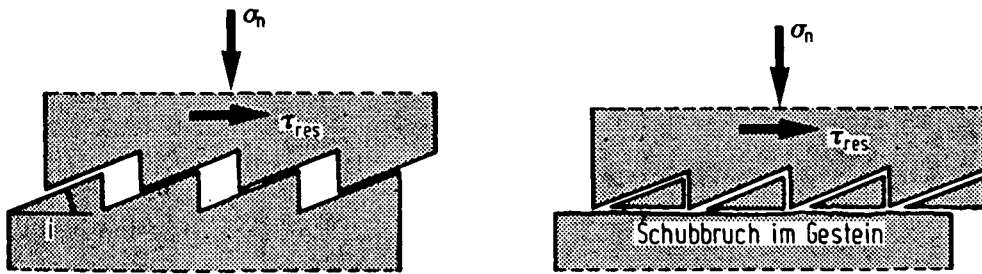


Abb. 2. Sägezahnförmige Kluftrauhigkeit mit dem Aufgleitwinkel „i“. Je nach Größe von „i“ ergeben sich auch bei kleinen Normalspannungen hohe Scherfestigkeiten (nach W. WITTKÉ, 1984).

scherfestigkeit. Hier setzt sich der Reibungswiderstand aus der Scherfestigkeit, der Rauigkeit und den sägezahnförmigen Unebenheiten des Gesteins zusammen. Auch bei kleinen Normalspannungen ist es dann möglich, hohe Scherfestigkeiten zu erzielen. Es kann sogar von einer echten Kohäsion gesprochen werden.

Zu den Gesteinen mit häufig nur geringer Rauigkeit ausgestatteten Trennflächen zählen aufgrund ihrer Genese und Petrographie jene metamorphen Gesteine mit einem hohem Anteil an Schichtsilikaten. Diese liegen in den sf-Richtungen und begünstigen so die Gleitbereitschaft bei Beanspruchung parallel zur Schieferung.

Je grobkörniger und unregelmäßiger das Gesteinsgefüge vorliegt, umso schneller wird die Scherfestigkeit ansteigen, denn die Trennflächen werden so zunehmend rauher, das heißt, der JRC steigt an. Dieser Faktor ist überdies vom Verhältnis der Scher- und Normalspannungen, wie auch vom Reibungswinkel an den Trennflächen und der Rückprallhärte der Klufufer abhängig.

Gesteine mit sehr hohen Rauigkeitskoeffizienten sind Sedimentgesteine, welche senkrecht zu den ss-Flächen Styolithen führen. Diese, aus Auflast entstanden, heben durch das zapfenartige Ineinandergreifen des oberen und unteren Kluffkörpers den Widerstand gegen Verschieben enorm an. Obwohl diese durch tektonischen Druck meist parallel zur ss-Fläche entstehen, kann man in Karbonatgesteinen auch senkrecht zur primären Ablagerungsfläche hervorgegangene Styolithen beobachten.

Gerade das Gegenteil repräsentieren die Harnische. Sie sind durch Verschiebungsvorgänge im Gestein entstanden und haben polierte, glatte Flächen. Hier beträgt der Rauigkeitskoeffizient nahezu Null.

Allgemein läßt sich die Welligkeit einer Trennfläche durch den Aufgleitwinkel „i“ definieren (Abb. 2). Es ist dies jener Fallwinkel, welcher die Oberflächenneigungen einer Klufffläche bestimmt. Bei Großklüften läßt sich die Ermittlung dieses Winkels leicht bewerkstelligen.

Hingegen hat man bei einer Mikrorauigkeit nur mehr die Chance, mit einem Profilographen Unebenheiten zu registrieren, um sie empirisch ermittelten Rauigkeitsverhältnissen gegenüber zu stellen. Diese Geländemethode haben E. FECKER & N. RENGERS (1971) erstmals vorgestellt. Es muß allerdings die Trennfläche gut zugänglich sein.

Weiters zeigten sie, daß mit abnehmendem Kreisdurchmesser der Anlegefläche des Kompaßgehäusedeckels die Aussagekraft von Unebenheitsmessungen an einer Gesteinstrennfläche ansteigt. Mit einer zu großen Anlegefläche eines Kompaßdeckels werden nur Tangentenmessungen der Oberflächengeometrie einer Klufffläche vorgenommen. Bei kleinen Anlegeflächen hingegen können auch die „Mulden“ und „Sättel“ der Trennfläche erfaßt werden. Die besten Ergebnisse liefert eine Fläche mit $D = 5,5 \text{ cm}$ ($F = 24 \text{ cm}^2$). Jene mit

11 cm Durchmesser ($F = 95 \text{ cm}^2$) bringt ebenfalls noch sehr gute Resultate. Da die Deckelfläche des Geolokennkompasses ca. 60 cm^2 aufweist, liegt sie gerade zwischen diesen beiden Größen. Das bedeutet, daß die übliche ($7,5 \times 8,0 \text{ cm}$) Anlegefläche bereits aussagekräftige Werte über die Kluffmorphologie ergibt. Außerdem ist sie auch schon bei flächenhaft klein aufgeschlossenen Klüften einsetzbar.

Für die Erfassung von sehr kleinen Kluftrauhigkeiten empfiehlt N. RENGERS (1971) die Labormethode mittels eines Stereotiefenmeßmikroskopes.

Eine sehr wichtige Erkenntnis bringt die genaue Analyse der Kluftrauhigkeit hinsichtlich möglicher Bewegungen im Felskörper. E. FECKER & N. RENGERS zeigten sehr anschaulich daß nach Isolinienauswertung der eingemessenen Oberflächenneigungen einer Klufffläche, Angaben über eine potentielle Gleitrichtung gemacht werden können. Dies kann bei den verschiedensten technischen Projekten, wo es manchmal nur auf eine einzige Kluft ankommt, beispielsweise die Auftreffrichtung der Resultierenden einer Bogenmauer, überaus wichtig sein. Die Rauigkeit einer Trennfläche geht auch in die Scherspannung ein, und zwar mit dem Winkel „i“. Die Formel lautet:

$$\tau_{\text{REST}} = \sigma_n \cdot \tan(\varphi_T + i)$$

σ_n ... Normalspannung

φ_T ... Reibungswinkel der Trennfläche

Daraus wird ersichtlich, daß bei Bestimmung des Scherwinkels im Labor der Unebenheitswinkel „i“ vorher an Klüften der gleichen Schar im Gelände mitgemessen werden muß. Die praktische Bedeutung der Kluftrauhigkeit zeigt sich auch bei der Berechnung von Strömungsvorgängen im Fels sowie deren Einfluß auf die innere Erosion von Klüften (C. LOUIS, 1967).

3.8. Kluffüllung

Eine wichtige Tätigkeit des Geologen bei der Bearbeitung von Kluffüllungen liegt in der genauen Beschreibung des Zwischenmittels. Dabei sollte die Mineralogie im Vordergrund stehen. Gleichzeitig benötigt man genügend Probenmaterial für Laboranalysen.

Korngröße, Farbe, Form, Konsistenz des Füllmaterials und Verwitterungsbildungen sind zu registrieren. Besonderes Gewicht ist auf die Feinfraktionen Schluff und Ton zu legen, da hier der Anteil der schwelfähigen Tonminerale liegen wird. Entsprechende Analysen sollten aus feinkörnigen Kluffüllungen immer gemacht werden. Es darf dabei nicht übersehen werden, daß die kleinste Kornfraktion die Scherfestigkeit „bestimmt“ (I.S.R.M., 1978, S. 353ff). Außerdem ist der Zustand der Klufufer zu bewerten, da diese unter Umständen eine Aussage über das Langzeitverhalten des zerbrochenen Felskörpers zulassen.

Eine sehr wichtige, da auch häufige Kluffüllung, bilden Mylonite (hier im Sinne der DGEG, 1982, verwendet). Diese aus einer Scherbeanspruchung hervorgegangenen Gesteinszerreißel sind ein wichtiger Faktor für die Abschätzung des Scherwiderstandes. Das jeweils schlechteste Gesteinsmaterial im Zerreibsel steuert die Gebirgsfestigkeit.

Mylonite besitzen meist eine weiche bis halbfeste Plastizität und sind besonders anfällig gegenüber einer Erosion durch Wasser. Bei Anwesenheit von schwellfähigen Tonmineralen wäre neben dem Quelldruck auch ein abdichtender Effekt zu erwarten. Werden hingegen Kluffüllungen gänzlich aus dem Gefüge entfernt, führt dies zu einer erhöhten Teilbeweglichkeit und zu einer bedeutenden Minderung der Gebirgsfestigkeit.

Über dünne, tonige Trennflächenbeläge und deren felsmechanische Bedeutung in Felsböschungen haben jüngst F. BROSCHE & G. RIEDMÜLLER (1988) berichtet.

Der Verfestigungsgrad der Kluffüllungen spielt ebenfalls eine entscheidende Rolle bei der Bewertung des Felskörpers. Es ist nämlich nicht egal, ob das Zwischenmittel weichplastisch reagiert und bei geeigneter Belastungsart ausgequetscht werden kann, oder ob es sich sogar um eine mineralverheilte Kluft handelt. Diese wäre dann wie ein intaktes Gestein zu bewerten, nur mit sichtbaren „Sollbruchstellen“ versehen.

Einer weit verbreiteten Meinung zufolge, verringert die Anwesenheit von Kluftwasser die Reibungsfestigkeiten einer Kluffüllung. Bei den blättrigen Mineralen trifft dies zu, nicht aber bei glattpolierten Mineralflächen, wie Quarz, Feldspat oder Calcit. So haben H.N. HORN & D.U. DEERE (1962) nachgewiesen, daß Wasser bei den drei zuletzt genannten Mineralen den Reibungswiderstand sogar erhöhen kann.

Nicht immer ist das Festigkeitsverhalten vom Kluftzwischenmittel abhängig. So kann bei großer Belastung des Felses die Kluffüllung ausgepreßt werden und die Aufnahme von Normal- und Scherkräften wird wieder von Gestein auf Gestein möglich.

3.9. Klufferstreckung

Bei der Beschreibung der Klufferstreckung ist deren Flächenausdehnung von größter Bedeutung: Sicherlich ist dieser Kennwert im Gelände äußerst schwierig zu bestimmen. Eine ausgeprägte Kluftschar oder ein Kluftsystem können etwa durch zahlreiche kleinflächige Klüfte eine Kluftgasse großer Ausdehnung im Gesteinsverband bewirken. Die gleiche morphologische Erscheinung kann aber auch eine Riesenkluft (vgl. L. MÜLLER, 1963) hervorbringen.

So ist es bei der Bewertung der Gebirgseigenschaften unumgänglich, die Erstreckung für jede einzelne Kluftschar gesondert anzugeben. Es wird nämlich felsmechanisch von großem Einfluß sein, ob ein Gebirge kleinklüftig vorliegt, das heißt, ob das Flächenausmaß der Trennflächen klein ist. Hier ist dann das Gebirge stark tektonisch beansprucht gewesen. Bei einem geologischen Körper mit Klüften von großer zweidimensionaler Ausdehnung hingegen ist das Gestein nur geringfügig zerlegt, aber an der Kluftstelle selbst entsprechend stark beansprucht worden. Dies kann sich bei anhaltender Scherbeanspruchung vom Zerrüttungsstreifen bis hin zum Mylonit auswirken. Bestimmte mineralogische und mechanische Unstetigkeiten im Ge-

stein begünstigen dabei diese Bruchfugen. Großklüfte erleichtern statistisch gesehen eine Prognose für den tieferen Gebirgsbereich. Viele flächenhaft kleine Trennfugen können auch durch die Auflockerung (Entspannung an der freien Felsoberfläche) entstanden sein. Eine Aussage über deren Verbreitung im Gebirge ist dann oft mit großen statistischen Unsicherheiten behaftet.

Eine wichtige Erkenntnis (L. MÜLLER, 1963) ist auch, daß mit Zunahme von gehäuft auftretenden Klüften, besonders Kleinklüften, die Gebirgsqualität entscheidend abnimmt. Handelt es sich hier auch nur um einen qualitativen Wert, so kann schon aus der geologischen Beschreibung ein erster Eindruck über die Gebirgsbeschaffenheit vermittelt werden. Besteht eine Kluftschar hingegen aus nur wenigen Großklüften mit großem Kluftabstand voneinander, so ist sie baugeologisch besser einschätzbar. Liegen doch die Kluftkörpergrößen manchmal schon im Bereich einzelner Bauelemente eines technischen Projektes. Eine ungünstig auftretende Lastrichtung kann bei einer einzeln auftretenden Großkluft leichter in ihrer geomechanischen Wirksamkeit beurteilt werden, als eine Häufung von Kleinklüften.

Bei der Besprechung der Klufferstreckung wird von einer bereits vorhandenen Kluft ausgegangen. Von Interesse aber ist auch, wie diese Kluft überhaupt entstanden ist.

Historisch gesehen hat A.A. GRIFFITH (1921) als erster versucht, die Entstehung und Ausbreitung von Mikrorissen in Gläsern (!) zu beschreiben und mechanisch zu deuten. GRIFFITH setzte allerdings die Existenz des Risses schon voraus und sieht diesen als das Spannungszentrum im Körper, welches durch von außen einwirkende Zug-, Druck- oder Torsionskräfte entstanden ist. Diese Mikrorisse bilden Spannungszentren, an denen sich die elastische Energie konzentrieren kann. Er postulierte auch, daß die Mikrorisse elliptische Formen hätten und sich aus ihnen beim Bruchvorgang neue Oberflächen entwickelten.

G.R. IRWIN (1958) hingegen berücksichtigt besonders das kritische Spannungsfeld um die Reißspitze (= Reißfront), von der ausgehend die Reißbildung fortschreitet, bis ein ausgeglichener Spannungszustand erreicht und die Verformungsenergie abgeklungen ist. Nach Abbau der Spannungsspitzen durch plastisches Fließen wird der Bruch verzögert oder gänzlich aufgehalten. Zu Kluftbeginn sucht sich die Verformungsenergie eine Fehlstelle im Gestein oder bereits im Mineral, denn schon im Kristallgitteraufbau liegen die primären Unstetigkeiten (S.N. ZURKOV, 1965).

Mit P. BANKWITZ (1966), J. GRAMBERG (1966) und V.N. KALAČEVA (1968) läßt sich ausführen, daß zuerst Embryonalrisse (Mikrorisse) an den Basisfehlern im Gestein entstehen. Dies dürfte vorwiegend auf Zugspannung bzw. sehr kleine Druckspannungen zurückzuführen sein. Die meisten Klüfte, besonders im Deckgebirge, sind auch nach P. BANKWITZ Zugklüfte, da bei allen Gesteinen die Zugfestigkeit immer sehr klein ist und am ehesten überschritten wird. An den Spitzen der Mikrorisse wird nun ständig durch Spannungshäufung eine Reißerweiterung provoziert, die dann erst endet, wenn die neugeschaffene Trennfläche (Streichrichtung) mit der Belastungsrichtung korrespondiert (vgl. K. PETERSS, 1980). Reißgabelungen, wie sie nach BANKWITZ zu beobachten sind, werden durch Energieüberschüsse der zum Wachstum notwendigen Spannung verursacht.

Zur Frage der elliptischen Form der „Basisfehler“ im Gestein, wie sie GRIFFITH voraussetzt und seiner Energiebetrachtung zugrunde legt, möchte ich anmerken, daß die Belastungsgeschwindigkeit beim Bruchvorgang die Form der Mikrorißflächen stark beeinflussen wird. K. METZ hat bereits im Jahre 1957 (S. 57ff) darauf hingewiesen, daß die Bruchgrenze von den jeweils herrschenden p-T-Bedingungen sowie von der Formänderungsgeschwindigkeit abhängt.

Nach P. BANKWITZ (1966) erfolgt die Kluffbildung innerhalb weniger Sekunden, während die Formentwicklung sich über längere Zeit hin erstreckt und von den gesteinsmechanischen Eigenschaften diktiert wird.

3.10. Kluffreibungswinkel

Bei der Beurteilung von Trennflächen spielt der Kluffreibungswinkel eine wichtige Rolle. Dabei sollte nicht übersehen werden, daß nicht die Scherfestigkeit (φ und c) des gesunden Gesteins zu prüfen sein muß, sondern nur die eigentliche Kluff. So sind auch Angaben über die Scherparameter eines Gesteins nicht sehr aussagekräftig. Besser sind Werte, die sich ausschließlich auf die Kluff im Gestein und deren Füllung beziehen. Das hat seinen Grund darin, daß die maßgebenden Klüfte bei Beanspruchung eines Felskörpers die Schwachstellen darstellen und selten das unverwitterte Gesteinsmaterial. Pelitische bis sandige Kluffüllungen fallen bei Analysen eindeutig in den Zuständigkeitsbereich der Bodenmechanik. Aber auch rein ingenieurgeologische Methoden können für die Ermittlung des Kluffreibungswinkels herangezogen werden.

Eine sehr elegante Geländemethode stellt der sogenannte „ZAJIC-Versuch“ dar (K.J. KLENGEL & O.W. WAGENBRETH, 1982). Hier erhält man aus vielen Einzelversuchen einen Durchschnittswert für den Reibungswinkel an der Klufffläche, welcher für eine vereinfachte Berechnung ausreicht. Dieser auch „tilt-Versuch“ genannte Vorgang liefert jenen Neigungswinkel zweier zusammengehöriger Kluffkörper, wenn bei Kippung das obere auf dem unteren Probestück zu gleiten beginnt. Theoretisch haben N. BARTON & V. CHOUBEY (1977) diesen Versuch eingehend behandelt. Diese Methode ist durch geeignete Labor und/oder in situ-Versuche zu kontrollieren, um die große Streuung der „Gelände“-Scherparameter einzuengen.

Über genaue Naturbeobachtung lassen sich an Gesteinsaufschlüssen ebenfalls Näherungswerte für den Reibungswinkel an Trennflächen bereitstellen. Dies hat J. STINY (1953) in einer Arbeit über behelfsmäßige Untersuchungen der Gebirgsfestigkeit kurz umrissen.

3.11. Durchtrennungsgrad

Wurde der ebene Kluffflächenanteil α_0 noch als Quotient aus der Summe der Einzelflächen ΣK zu einer Bezugsebene (A) angesehen, so ist der Durchtrennungsgrad (D_0) bereits wesentlich komplizierter. Er ist als ebener Durchtrennungsgrad ein Mittelwert von α_0 bei zwei senkrecht aufeinander stehenden Trennflächenscharen. So sehen sich H. RICHTER et al. (1977) veranlaßt, eine begriffliche Trennung zwischen α_0 und D_0 vorzunehmen. An einem Beispiel wurde gezeigt, daß

bei gleichem ebenen Durchtrennungsgrad die Flächenform des durchtrennten Gesteins voneinander völlig verschieden sein kann. In vielen einschlägigen Fachpublikationen werden aber Kluffflächenanteil und der Durchtrennungsgrad gleich behandelt, also synonym gebraucht. Da über die räumliche Anordnung der zerlegenden Kluffflächen und über die Anzahl der Klüfte, die beim ebenen Durchtrennungsgrad (D_0) die dritte Ebene schneiden und sie somit zerteilen, bestimmte Schwierigkeiten schon bei der Ermittlung der Eingangsgrößen auftreten, ist der Durchtrennungsgrad als Kennwert für die Gebirgsanisotropie nicht geeignet. Außerdem sind modellhafte Kluffkörper in der Natur relativ selten.

In der Felsmechanik (W. WITKE, 1984) wurde der anschauliche Weg beschritten, den ebenen Kluffflächenanteil dem ebenen Durchtrennungsgrad gleichzusetzen und als quantitative Größe den Bewertungen zugrunde zu legen.

Als ausreichend für felsstatische Untersuchungen sieht K.E.H. MÜLLER (1974) den ebenen Durchtrennungsgrad an – gemeint ist dabei der ebene Kluffflächenanteil. Begründet wird dies mit dem Umstand, daß solche Betrachtungen an charakteristischen, ebenen Schnitten durchgeführt werden sowie außerdem Deformations- bzw. Hauptspannungsebenen auch bevorzugte Richtungen einnehmen.

Als neue Methode empfiehlt K.E.H. MÜLLER die „Meßstreifenanzählung“. Innerhalb dieses Streifens, welcher parallel zu einer Kluffschar liegen muß, kann dann nach F. PACHER (1959) der ebene Durchtrennungsgrad ermittelt werden. Weiters werden bei K.E.H. MÜLLER (1974) die Materialbrücken koordinativ erfaßt und die Kluffausbißlängen gewichtet, d.h. es wird ihnen eine Längensklasse zugeordnet.

Die Materialbrücken spielen bei diesen Bewertungen eine große Rolle. Besser als eine strenge geometrische Kartierung von Kluff- oder Trennflächen i.a. (was im Gelände meist nicht durchführbar ist), wäre eine Quantifizierung der Materialbrücken; also die Bewertung sollte vom intakten Gestein ausgehen und nicht von der Kluff! Was sicher wichtig ist, sind Extremwertanalysen, denn auch in der Statik bestimmt nicht die Durchschnichtsbeanspruchung die Dimensionierung, sondern der Extremwert!

E. FECKER & G. REIK (1987) haben ebenfalls den „ebenen Kluffflächenanteil oder Durchtrennungsgrad“ synonym verwendet. In einer Darstellung der Gebirgsfestigkeit in Abhängigkeit vom Durchtrennungsgrad und der Klüftigkeit erläutert L. MÜLLER (1963) den ebenen Kluffflächenanteil und die Klüftigkeit getrennt. Die gesamte „ebene“ Problematik trifft auch für den „räumlichen Kluffflächenanteil“ zu.

3.12. Zerlegungsgrad

Der ebene Kluffflächenanteil (D_0) und die Kluffdichte werden häufig als Zerlegungsgrad definiert. Da (D_0) aber meist nur sehr schwierig zu bestimmen ist (man denke dabei nur an einen Bohrkern), die Kluffdichte aber leichter zu ermitteln ist, beschränkt man sich in solchen Fällen auf die Angabe eines Zerlegungsgrades. Gemeint ist dann allerdings der Grad der Zerrüttung eines Gesteines, d.h. (D_0) wird nicht mehr definitionsgemäß verwendet (W. WITKE, 1984). Die Kernstücke (der Kerngewinn) und die Kernqualität (d.s. Klassen be-

stimmter Kernlängen) werden gesondert bewertet. Beides zusammen wird von WITKE als Zerlegungsgrad eines Felsbohrkernes angesehen. (Anm.: In Fällen der Bohrkernkartierung kann auch der RQD-Index herangezogen werden!).

Man sollte aber nach der ursprünglichen Definition von F. PACHER (1959) den Zerlegungsgrad als eine Funktion der Kluffziffer (k_f) und des ebenen Kluffflächenanteiles (D_e) verstehen. Eine Abweichung von diesem Vorschlag führt nämlich meist zu einer etwas verwirrenden baugelologischen Beschreibung von identen Gesteinskörpern.

3.13. Kluffkörpergröße

In jeder Beziehung umfassend hat L. MÜLLER (1963) die technische Gesteinsfazies als Ausdruck für die Form des Kluffkörpers beschrieben (siehe auch dazu F. KARL, 1954). Trotzdem findet man in der Baugelologie viele verschiedene Bezeichnungen für die Beschreibung des Kluffkörpers. Daher ist die von L. MÜLLER (1963, S. 253 ff.) aufgestellte Klassifizierung nach Kluffkörpergröße und -form als überaus nachahmenswert zu empfehlen. Lassen sich doch schon aus diesem Grundkörper, wie ihn J. STINY (1930) nannte, des öfteren Rückschlüsse auf die Gesteinsart anstellen.

Ein Kalkgestein zum Beispiel ist schon allein wegen seiner scharfkantigen, spitzwinkeligen Formen von einem fast parallelepipedisch brechenden Dolomit zu unterscheiden. Somit ermöglicht der Kluffkörper alleine schon einen gewissen Vergleich mit anderen Gebirgsarten. Bei der Bewertung der Standfestigkeit einer freien Felsoberfläche werden besonders die Flächenlagen des Kluffkörpers zum Bauwerk selbst zu bewerten sein. So wird auch manchmal die Größe des mittleren Kluffkörpers zu bestimmen sein, um das Gebirge allgemein charakterisieren zu können. Vornehmlich bei gewinnungsorientierten Felsbauvorhaben ist diese Kenngröße von Bedeutung. Anhand von Extremwertdarstellungen über die Kluffkörpergrößen hat man die Möglichkeit, bevorzugte Richtungen der Teilbeweglichkeit in einem Felsverband herauszufinden.

Beim Aushub von Hohlräumen im Gebirge bildet die Form des Kluffkörpers (L. MÜLLER, 1963) und seiner Verspannung untereinander ein wichtiges Kriterium. So werden bei einem engständig geklüfteten Gebirge, also kleinen Kluffkörpern, sich von selbst eher steile Gewölbe einstellen. Hingegen gestattet ein weitständig geklüftetes Gebirge die Anlage von flachen Bögen, oder besser, das Gebirge bildet von selbst flache Gewölbe-tragwerke (Gebirgstragring) aus. Die Form dieser Kraftableitung ist natürlich von der Lage der einzelnen Kluffscharen im Raum abhängig. Günstig ist dabei, wenn die Bogennormalkräfte unter solchen Winkeln auf die Kluffoberflächen auftreffen, welche größer als die Reibungswinkel der entsprechenden Scharen sind (K.W. JOHN & R. DEUTSCH, 1974). Orthogonal angeordnete Kluffscharen bilden ein flaches Gewölbe parallel zur horizontalen Schar aus. Liegen die im gleichen Abstand voneinander rechtwinklig geklüfteten Gesteine in einem Winkel von 45 Grad oder generell in einem spitzen Winkel zur Horizontalen, so wird sich eher ein spitzbogenartiges Gewölbe ausbilden.

Der Grund liegt nach L. MÜLLER (1963) darin, daß sich bei größeren Kluffkörpern die Stützlinie*) innerhalb einer einzigen Kluffkörperreihe ausbildet. Beim klein-klüftigen Gebirge müssen die Stützlinien hingegen mehrmals von einer Reihe zur anderen springen. Von den Hauptkluffstellungen, der Kluffkörpergröße und vom Durchtrennungsgrad hängt es ab, ob ein Gebirge überhaupt in der Lage ist, ein wirksames Verspannungsgewölbe auszubilden. Allfällige Klufffüllungen seien bei dieser Betrachtung weggelassen.

3.14. Kluffscharen

Als Einfluß auf die Standsicherheit eines Felsbauvorhabens ist die Geometrie der Trennflächen, besonders jene der Klüfte, von entscheidender Bedeutung. Gilt es nämlich herauszuarbeiten, welche der manchmal zahlreichen Kluffscharen die felsstatische relevante ist. Um beispielsweise den Regelungsgrad einer Kluffschar bestimmen zu können, bedient man sich der Darstellung in der Lagenkugel. In weiterer Folge versucht man, die kinematische Komponente einer Kluffschar, welche sich aus der Lage im Raum ergibt, zu ermitteln.

Neben vielen anderen Faktoren, wie Lage, Richtung, Anzahl, Erstreckung, Öffnungsweite einer Kluff etc., beruht die Ermittlung von kritischen Bereichen in einer Felsbauaufgabe auf der Annahme, daß alle Klüfte durch den Kugelmittelpunkt laufen. In einem anschaulichen Beispiel zeigt H.H. EINSTEIN (1985, S. 401), daß eine korrekte, stochastische (= zufallsbedingte) Darstellung auch die Lage der Klufforte berücksichtigen sollte. Begründen läßt sich dies damit, daß man in einem Würfel sehr viele Möglichkeiten hat, die Kluff entsprechend ihrer Stellung im Raum verschieden zu postieren.

Dazu läßt sich aber einwenden, daß ein Felsbauvorhaben zu groß ist, um es als idealisierten „Gebirgswürfel“ darzustellen, in dem die Klüfte auch ihrer Lage nach richtig eingezeichnet werden könnten. Abhilfe schafft in diesem Fall die Anwendung des Begriffes „Homogenbereich“. Für diesen gilt eine wohl modellhafte, kubische Felsdarstellung mit den häufigsten, geometrisch richtig eingetragenen Trennflächenlagen, die als Teil für den gesamten Homogenbereich stehen, einer Berechnung zuführen zu können.

Da diese statistische Betrachtungsart aus der Bodenmechanik kommt, sind erhaltene Felsparameter – hier die Kluffschar *eo ipso* – zunächst vorsichtig zu bewerten. Weiters gilt es abzuwägen, in welchem Aufwandsverhältnis Statistik und Praxis zueinander stehen, um trotz vielleicht etwas fehlerhafter Anwendung streng wissenschaftlicher Methoden die erhaltenen Aussagen zur Sicherheit eines Felsbauwerkes zu optimieren.

Eine sehr anschauliche Methode führt W. WITKE (1984) vor. Er erstellt für jedes Felsbauvorhaben ein dreidimensionales geologisches Gefügemodell, in welches die Trennflächen maßstabsgetreu, einander zugeordnet, eingezeichnet werden. Ergänzend verwendet er zur übersichtlichen Behandlung des Trennflächeninventars die verschiedenen Möglichkeiten der Lagenkugel.

*) Das ist der natürliche Kräfteverlauf in einer Bogenform, bei dem nur Normal-/Druck-Kräfte wirksam werden (Anmerkung des Verfassers).

So wird der rein statistische Wert von Maxima der Kluftpollagen mit dem räumlichen kombiniert. In einem weiteren Schritt wird das felsmechanische Modell mit den zugehörigen Kennwerten erstellt und für die Berechnung letztlich zu einem ebenen oder räumlichen Fachwerk (FEM) aufbereitet. Ich glaube, daß hier ein für die Belange der Ingenieurgeologie besserer Weg beschritten wurde, als die stochastische Behandlung auch auf die Trennflächen in Festgesteinen auszudehnen. Überdies eignen sich wirklich nicht alle Methoden der Bodenmechanik für das mathematisch abstrahierte und doch noch naturnahe Erfassen eines geologischen Körpers.

Bekanntlich liegt es auch heute noch immer im Ermessen des Geologen, welche Schar und wieviele Klüfte für welche Fragestellungen wesentlich sind. Da viele Felsbereiche oft nur schwer oder gar nicht zugänglich sind, ist K. LINKWITZ schon 1963 auf die photogrammetrische Auswertung von Kluffstellungen eingeschwenkt. H.D. PREUSS hat dann 1974 mit dem Kompaß eingemessene Klüfte mit photogrammetrisch (Phototheodolit) ausgewerteten verglichen. Fehleranalysen zeigten dabei, daß diese Art der Messung die gefügestatistische Feldarbeit sehr gut unterstützt, wenn nicht sogar völlig ersetzen kann. Wird diese Betrachtungsweise als sinnvolle Ergänzung für die direkte Kluffinterpretation vor Ort verstanden, so ist sie zweifellos für Bestimmungen des Regelungsgrades oder bevorzugter, geotechnisch wichtiger Richtungen bestens geeignet. Außerdem genügen dem Geodäten bereits zwei räumliche,

im Gelände definierte Photostandpunkte, um mittels der Vorwärtseinschnittsmethode die Raumkoordinaten von verschiedenen Klufflagen berechnen zu können.

3.15. Auflockerungsgrad

Bei der Bestimmung dieses Parameters sollte zuerst festgestellt werden, ob die Auflockerung auf eine echte tektonische Erscheinung, auf eine anthropogene Beeinflussung oder auf die Verwitterung zurückgeht.

Nach L. MÜLLER (1963) wird der Auflockerungsgrad linear und räumlich einfach durch Aufsummierung von Klufföffnungsweiten entlang einer definierten Geraden ermittelt. Heute ist es besser, nach der Methode der „rotierenden Meßgeraden“ zu verfahren. Dabei wird eine mindestens 2 m lange Meßplatte an einer Felsoberfläche an- oder aufgelegt und jeweils um 45 Grad gedreht. Das jeweilige Maß der Gebirgsauflockerung wird an dieser Lattenlinie festgestellt. Um statistisch richtige Aussagen zu treffen, sollte die Meßplatte jene Länge aufweisen, die dem Zehnfachen des geschätzten mittleren Kluffabstandes entspricht. Orientierung der Meßfläche und -geraden muß festgehalten werden. Für die Ermittlung des räumlichen Auflockerungsgrades benötigt man mindestens zwei Felsoberflächen, welche in einem spitzen bis stumpfen Winkel zueinander aufgeschlossen sein sollten. Die physikalische und chemische Verwitterung als Agens der Gefügebrauflockerung wird hier nicht berücksichtigt.

4. Felsbauaufgaben und Trennflächengefüge (bruchhafte Verformung)

Bei der Besprechung bruchhafter Verformungen im Gestein und deren Konsequenzen bei der Errichtung technischer Bauwerke möchte ich hier, stellvertretend für alle nachfolgenden tektonischen Einheiten herausstreichen, daß vor allem Gebiete im östlichen Abschnitt Österreichs gemeint sind.

Betrachtet man den Zusammenhang zwischen der bruchhaften Deformation im Gebirge und einem Bauwerk, so erhebt sich unter anderem auch die Frage nach der Gründungsart. Weiters interessiert neben der örtlichen Gesteinsbeschaffenheit vorwiegend die Verteilung der Trennflächen im Gründungsgestein sowie deren Reaktionen auf Lasteinleitung jeglicher Art und Größe.

4.1. Bemerkungen zur Bruchtektonik der Böhmisches Masse

Obwohl über den variszischen, außeralpinen Anteil Österreichs schon sehr viel gearbeitet und publiziert wurde, ist dem Trennflächeninventar erst seit geraumer Zeit mehr Beachtung geschenkt worden.

Statistische Kluffuntersuchungen großen Ausmaßes hat im Kristallin der südlichen Böhmisches Masse erstmals O. SCHERMANN (1966) vorgenommen. Eingeschlossen waren dabei auch Harnischflächen mit Striemun-

gen. Weiters oblag ihm die mechanische Deutung dieser Trennflächensysteme. Als gefügekundliches Ergebnis werden ein NW-SE- und ein NE-SW-Streichen der beiden gleichwertigen Scherflächenscharen angegeben, was eine Hauptspannung (= Einengung) in N-S-Richtung fordert.

1976 hat A. SCHEIDEGGER bei einer Analyse des Beanspruchungsplanes der Diendorfer Störung ebenfalls Klüfte eingemessen. Die mehr als 850 Klüfte im Bereich dieser Verwerfung zeigen ein konjugiertes Kluffsystem, welches eine Richtung mit NNE-SSW und die zugeordnete mit WNW-ESE aufweist.

Es handelt sich hier um typische Scherklüfte, die in den metamorphen wie auch plutonischen Gesteinen des Moldanubikums und des Moravikums gleichermaßen auftreten.

Obwohl SCHEIDEGGER, durch seine Untersuchungen bestärkt, eine Übereinstimmung des nördlich und südlich gelegenen Bereiches der Diendorfer Störung bezüglich der Gleichwertigkeit der Kluffsysteme ablehnt, ist meiner Ansicht nach eine gewisse Korrelation zwischen den beiden Störungsufern sehr wohl gegeben. A.E. SCHEIDEGGER sieht nämlich zwischen dem erhaltenen Kluffsystem nördlich der Diendorfer Störung und den Ergebnissen von O. SCHERMANN südlich dieser Blattverschiebung keine Gemeinsamkeiten. Die geringfügige Verdrehung der beiden Kluffscharen kann je-

doch im verstärkten „Anschub“ des Alpenkörpers an die Böhmisches Masse liegen. Leichte Rotationen durch ein verändertes Kraftfeld eines Trennflächengefüges sind in einer ausklingenden Gebirgsbildungsphase nichts Außergewöhnliches (A. TOLLMANN, 1969). Bei der Durchmusterung der Böhmisches Masse nach großen Störungszonen und Lineamenten wurde von A. TOLLMANN (1977) erstmals eine fotogeologische Auswertung von Satellitenbildern vorgenommen. Er brachte bei dieser Untersuchung allerdings nur von der „Zerstückelung“ der Böhmisches Masse ein sehr eindrucksvolles Bild. Die unzähligen kleinen Klufsysteme jeglicher Art und Entstehung mußten dabei unbeachtet bleiben.

4.1.1. Felsbauaufgaben bei Großprojekten im Kristallin der Böhmisches Masse

Aus der Fülle von bautechnisch interessanten Projekten wurden in den von mir behandelten geologisch-tektonischen Einheiten recht subjektiv einige wenige ausgewählt, um bestimmte Vergleiche hinsichtlich ihrer Gründungserfordernisse anstellen zu können. Des weiteren werden der Beanspruchungsplan und der Bruchwinkel 2α aus der Kluffstatistik der jeweiligen Gebirgstypen analysiert. Bei dieser Art der Betrachtung möchte ich Fundierungsprobleme und/oder die Trennflächenbildungen dieser Felsbauvorhaben gegenüberstellen oder vergleichen. Es kann damit allerdings keine Vollständigkeit erzielt werden, was die Anzahl und Bedeutung dieser Bauwerke innerhalb einer tektonischen Einheit Österreichs betrifft.

Für die Gegenüberstellung von speziellen Trennflächenlagen mit der regionalen Bruchtektonik des jeweiligen Bereiches, einschließlich der daraus abgeleiteten Beanspruchungspläne, wurden folgende Felsbauvorhaben herangezogen:

- Die Kamptal-Sperren (J. STINY, 1955 und J. STINY & H. PETZNY, 1956).
- Der CERN-Teilchenbeschleuniger (H. KÜPPER et al., 1971).
- Das Donaukraftwerk Aschach (E. CLAR & G. HORNINGER, 1964).
- Eine Felsgleitung im Thayatal, NÖ (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1990).

Eine zusammenfassende Darstellung aller Felsbauvorhaben größeren Ausmaßes und ihrer Gründungsfragen (besonders Trennflächenbildungen) innerhalb einer tektonischen Einheit würde den Rahmen dieser Arbeit sicher sprengen – reizvoll jedoch wäre sie allemal!

4.1.1.1. Kamptal-Sperren

Beim Bau der Kamptal-Kraftwerke wurden die Ausbildungen der Klufsysteme im Gründungsgestein von J. STINY (1955) genau beschrieben. Eine gefügekundliche Analyse erlaubte z.B. die Aussage, daß verschiedene Details im Widerlagerbereich der Sperre Dobra deswegen geändert werden mußten, weil lettengefüllte Klüfte und eine erhebliche Auflockerungszone die auftretenden Widerlagerkräfte nicht ohne große Verformungen hätte aufnehmen können.

Einen hydraulischen Grundbruch im nahezu unverwitterten Spitzer Gneis der Sperre Dobra (Position des

luftseitigen Austrittes des Umlaufstollens) verursachten mit Pelitmaterial gefüllte Klüfte und eine zu geringe Felsüberlagerung. Durch die Kluffüllungen kam es dabei einerseits zu einem Anstieg des Porenwasserdruckes und andererseits zu einer Erhöhung des Strömungsdruckes, da die Kluffletten zum Teil ausgespült worden waren, und so die Fließgeschwindigkeit des Bergwassers anstieg. All dies wurde bewirkt durch die Völlfüllung des Umlaufstollens und das dadurch in den tagnahen Abschnitten unter einem zu hohen Druck stehende, umgebende Gebirge.

Besonders J. STINY (1956) und des weiteren J. STINY & H. PETZNY haben 1956 darüber berichtet, daß bei ungenauer Kenntnis der Walch'schen Grenze im Gneisgebirge (= Bergwasserdruck hält dem Innendruck eines vollgefüllten Druckrohres das Gleichgewicht) der geländenahe Bereich dieses Umlaufstollens durch den vergrößerten Wasserdruck aus dem Hang herausgepreßt wurde. Da schon die Verengung von Klüften einen erhöhten Wasserdruck bewirkt, wird der Ermittlung des Trennflächeninventars, der Kluffüllungen und der Kluffwässer ein besonderes Augenmerk zu schenken sein.

Diese Art der tektonischen Beanspruchung wurde deshalb mit in die Überlegungen einbezogen, da ein Gebirge nicht schon alleine deswegen einen hohen Grad an Festigkeit aufweist, nur weil es unverwittert vorliegt, sondern weil es eben durch engständige Klüftung zerlegt ist.

4.1.1.2. Projekt CERN-Teilchenbeschleuniger

Großen Einfluß auf den ehemals projektierten Standort eines Teilchenbeschleunigers in der Böhmisches Masse hatten jene Gesteinsuntersuchungen, welche in den Jahren 1964 bis 1969 von der Geologischen Bundesanstalt Wien durchgeführt wurden. Das Gebiet für eine mögliche Errichtung eines Synchrotron-Ringes befindet sich in den östlichen Bereichen des Moldanubikums im Granulit, unweit von Göpfritz.

Besonders die Kluffbeläge eines Granulitmylonites sind eingehend petrographisch analysiert worden. H. KÜPPER et al. haben 1971 eine Kurzfassung dieser Arbeiten publiziert. Leider sind die Trennflächenlagen nicht veröffentlicht worden, wie auch die sorgfältige Beschreibung der Kluffparameter aus der Stollenkartierung fehlt. Angaben über die Gesteins- bzw. Gebirgsfestigkeiten sind in der englischen Ausgabe (1967) über den Standort dieses Teilchenbeschleunigers aufgenommen worden.

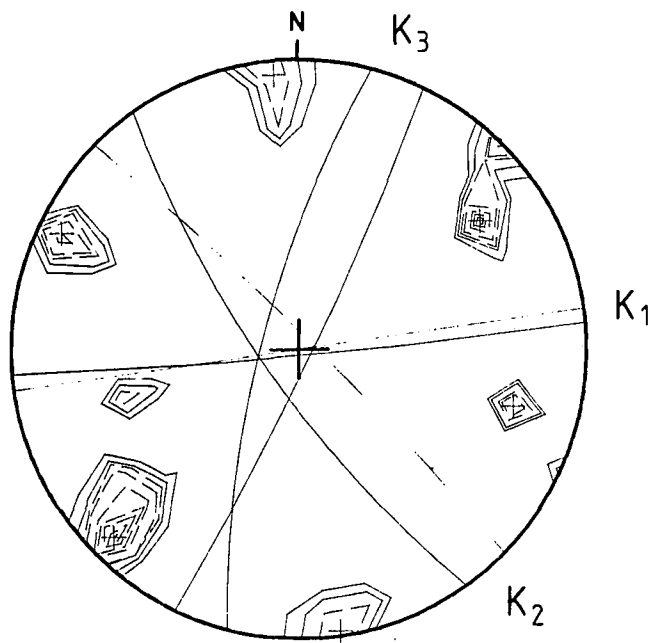
4.1.1.3. Donau-Kraftwerk Aschach

Bei diesem Kraftwerk wurde das Hauptbauwerk in Aschacher Granit des Moldanubikums gegründet. Es handelt sich hier um einen feinkörnigen Granit, welcher nur geringfügig verwitterte Bereiche aufweist (E. CLAR & G. HORNINGER, 1964, S. 141ff.). Kluffuntersuchungen im Aufschluß und in Bohrlöchern erbrachten zwei Hauptkluffscharen mit einer NW-SE-betonten Richtung und einen Verlauf, welcher NE-SW-Streichen zeigt.

4.1.1.4. Felsgleitung in metamorphen Gesteinen des Thayatales, NÖ

(R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1990)

Die Standsicherheit eines Böschungsanschnittes im Zuge einer Straßenverbreiterung wurde weitgehend von



124 Messungen

Abb. 3.
Primmersdorf (Böhmische Masse).
Klüftung - Isolinien.

der Lage der Trennflächen im Hang bestimmt. Eine ingenieurgeologische Kartierung aus den Jahren 1986/87 führte zu der Vorstellung einer Felsgleitung auf einer „Klufttreppe“. Es waren hier weniger die Gesteinsfestigkeiten als vielmehr die ungünstige Lage der sf-Flächen zur freien Felsböschung, welche zu der Gleitbewegung führten. Dazu kamen noch drei ausgeprägte Kluftstellungen, welche mit unterschiedlicher geotechnischer Wirksamkeit dieses Felsbauwerk beeinflussten (Abb. 3).

Eine Auswertung der Kluftsysteme in Form einer Kreuzlinienermittlung zeigte, daß die so erhaltenen Flächenverschnitte (Abb. 4) zum Teil flacher als die neugeschaffene Böschung einfallen. Daraus konnte eindeutig gefolgert werden, daß die nach NW zeigende

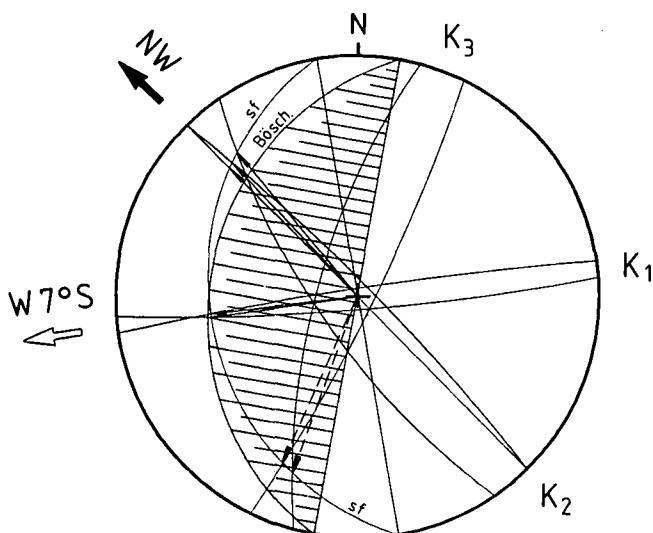
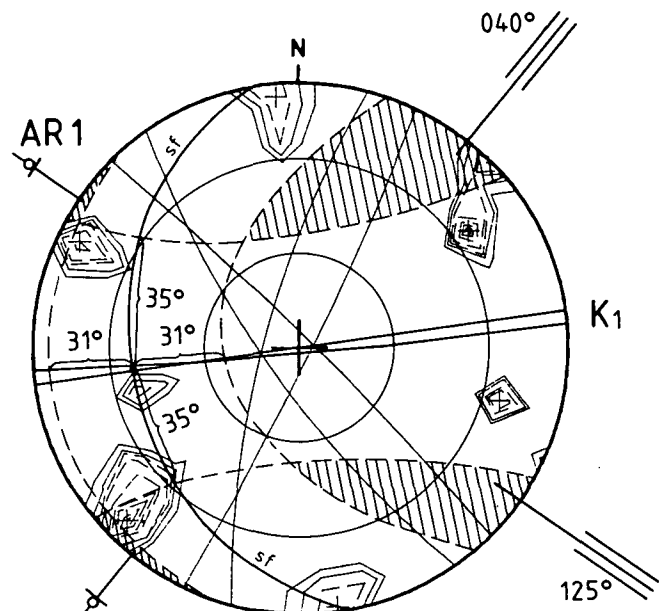


Abb. 4.
Primmersdorf (Böhmische Masse).
Kreuzlinienermittlung.
Der Verschiebungsvektor zeigt nach Nordwesten.

laxe mit dem aus der geodätischen Beobachtung bekannten Verschiebungsvektor recht gut übereinstimmte. Durch die unterschiedlich schnellen Bewegungsraten, erhalten aus den zweimal jährlich durchgeführten Vermessungen, kann die Gleitmasse kinematisch als ein „Kriechen-Gleiten-Kriechen-Gleiten-etc.-Vorgang“ verstanden werden. Wobei jeweils nach der Frühjahrschneesmelze der Gleitvorgang einsetzte. Die Felsmasse insgesamt zeigte überdies bis zum Beobachtungszeitraum noch keine nennenswerten Strukturaufweichungen.

Für eine etwaige Böschungssanierung wurden dann nach der Konzeption der Talobre-Reibungskegel (Abb. 5) Bereiche zulässiger Ankerrichtungen erarbeitet. Damit soll festgelegt werden, daß die geotechnisch maßgebenden Klüfte, von einem Ankerstab in Winkeln, welche größer als die Reibungswinkel auf den jeweiligen Kluftflächen sind, durchörtert werden. Nur so kann eine optimale Anpassung an das vorhandene Flächengefüge und eine bedeutende Anhebung der Gebirgsfestigkeit erreicht werden. Die endgültige Sanierung erfolgte allerdings als Felsabräumung bis zur hypothetischen Gleittreppe (s. R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1990).



124 Messungen

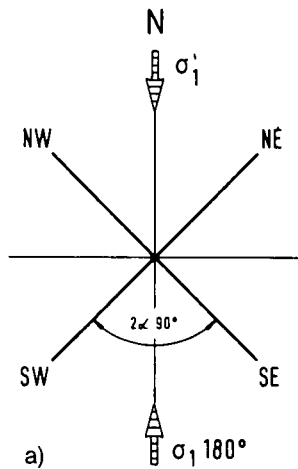
Abb. 5.
Primmersdorf (Böhmische Masse).
Ermittlung der günstigsten Ankerrichtungen zufolge der beiden geotechnisch wirksamen Trennflächen s_1 und K_1 .

4.1.2. Zusammenfassung und Vergleich von Trennflächenausbildungen an den ausgewählten Felsbauvorhaben

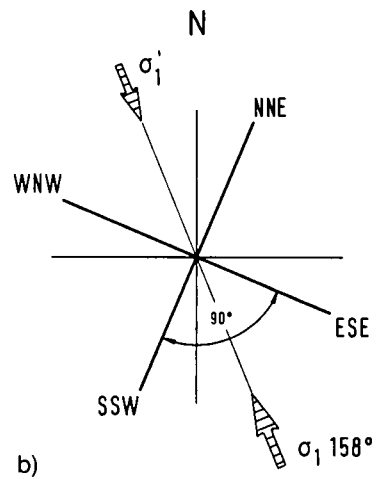
So unterschiedlich und geographisch disloziert diese Felsbauvorhaben auch sein mögen (siehe auch Abb. 6) sowie trotz der geringen Anzahl an Beispielen sind bestimmte Gemeinsamkeiten aus den abgebildeten Kluftdiagrammen herauszulesen.

Ein Vorherrschen der NW-SE-Richtung im Gefüge ist erkennbar. Das Streichen der Kluftscharen in NNW-SSE ist wie jenes nach ENE-WSW nur unterge-

südl. Böhmisches Masse
(SCHERMANN, 1966)

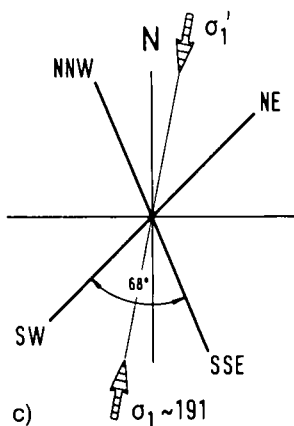


nördlich und südlich der
Diendorfer Störung
(SCHEIDEGGER, 1976)

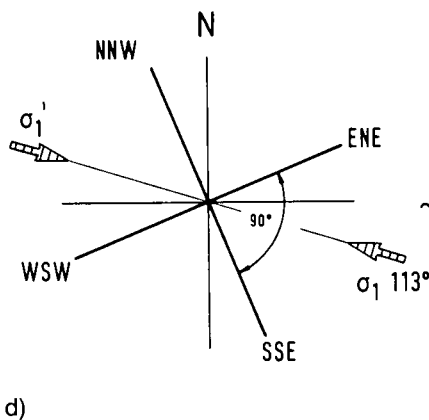


Kamptalkraftwerke
STINY (1955)

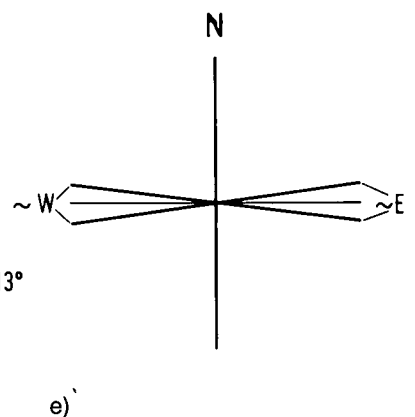
Ottenstein



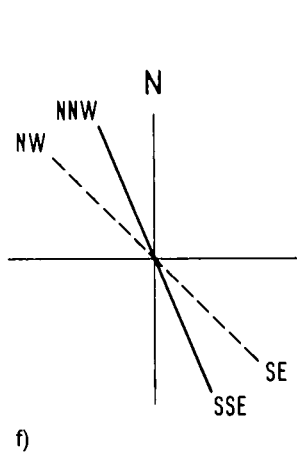
Dobra



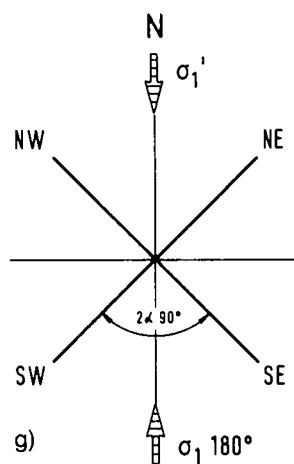
Thurnberg - Wegscheid



Eisganner Granit / Weitra
Kartierung R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1988



Aschach - Granit, Donaukraftwerk
Kartierung MAKOVEC (1962)
[in:] CLAR & HORNINGER (1964)



Bunte Serie / Primmersdorf
(R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1989)

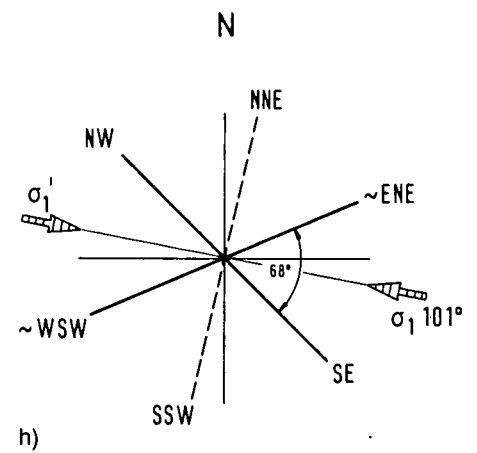


Abb. 6.
Trennflächen (Klüfte) und Streichrichtungen von ausgewählten Felsbauvorhaben in der Böhmisches Masse.
Die Hauptscharen sind durchgezogen hervorgehoben, die Nebenscharen sind strichliert.

ordnet vertreten. Aus diesen Streichrichtungen läßt sich eine gewisse Zuordnung zu den tektonischen Hauptrichtungen in der Böhmisches Masse (Moldanubikum) treffen.

Eine Übereinstimmung mit der Rheinischen Richtung ist nur bei zwei Kluftdiagrammen (6b und 6h) anzugeben. Die Herzynische Störungsanlage ist bloß bei der Richtungsrose 6b ausgeprägt, während die Erzgebirgische Richtung deutlich angelegt erscheint (6a, 6e, 6g). Hinsichtlich eines einheitlichen Beanspruchungsplanes sind die Kluffrosen untereinander eher nicht vergleichbar, aber, daß die Haupteinengungsrichtung aus Süden bzw. SSW bis ESE gekommen sein muß, läßt sich erkennen. Die abweichende Anlage des Kluftdiagrammes „Dobra“ (6d) und „Bunte Serie/Primmersdorf“ (6h) scheint auf eine WNW bis ESE zeigende Beanspruchung hinzudeuten. Diese dürfte ihre Ursache in der von Westen andrängenden Moldanubischen Teilmasse haben, und könnte als ausklingende Bewegung der Überschiebung Moldanubikum auf Moravikum angesehen werden.

4.2. Bemerkungen zur Bruchtektonik im östlichen Flyschgebiet

Die klastischen Sedimente der Flyschzone zeigen insgesamt eine ausgeprägte Klüftung sowie in den oberflächennahen Bereichen eine intensive Verwitterung. Obwohl es in diesem Abschnitt der ostalpinen Flyschzone viele Aufschlüsse gibt, ist diese tektonische Einheit bis heute noch nicht zur Gänze bruchtektonisch bearbeitet worden.

Sehr gute Einblicke in die Ausbildung dieser gradierten Sedimente bot schon seit den frühen 60-er Jahren der Bau der Autobahn A1, besonders der Westeinfahrt. Da dies der erste bedeutende Fernstraßenzug quer durch Österreich war, von dem viele Kilometer durch den Flysch verlaufen, mußten die Planer und Baufirmen auf die besondere Natur der Flyschgesteine sehr Bedacht nehmen. Es war nicht nur der ständige Wechsel von festen, harten Gesteinen mit weichen, schiefrigen, welcher dem Straßenbau zu schaffen machte, sondern auch häufig die Trennflächenlagen und deren Ausbildungen. Hier wurde vielleicht erstmals deutlich, daß es sehr wichtig sein kann, die Kluffparameter: Kluffwandung und Klufftrauhigkeit, wie auch das φ_{rest} auf diesen Flächen möglichst genau zu ermitteln. Den in einer rhythmischen Gesteinsabfolge auftretenden Sandsteinen hingegen konnte man allerdings erhebliche Festigkeiten zutrauen. So wurden Kluffstellungen geschickt ausgenutzt, um den Böschungen die nötige Standsicherheit zu verleihen. Weiters war auch häufig die Entfernung einer bis zu mehr als 15 m mächtigen Verwitterungsschwarte notwendig, um zum anstehenden, gesunden Gebirge zu gelangen.

Beim Talübergang „Brenntenmais“ wurde z.B. sogar eine beträchtliche Bergzerreißung beobachtet, welche sich nach B. SCHWAIGHOFER (1966) in bis zu 10 cm offenen Zugspalten am Osthang dieses Tales äußerte.

4.2.1. Felsbauaufgaben im Flyschgebiet

Nachstehende Felsbaubeispiele und deren Trennflächenlagen werden miteinander verglichen:

○ Autobahn A1 (Westeinfahrt), SW Dürrwien (W. GRÜN et al., 1961).

- Westautobahnabschnitt Mondsee-Seewalchen (H. BRANDECKER, 1968).
- Donaukraftwerk Greifenstein (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1984 und 1988).
- Bruchstrukturen im Flysch der Kahlenberger Schichten (Kartierung: R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1989).

4.2.1.1. Autobahn A1 (Westeinfahrt), SW Dürrwien

Geologische Untersuchungen an diesem Verkehrsbauwerk hatten W. GRÜN et al. (1961) vorgenommen. In einem etwa 370 m langen Böschungsteil sind petrographische und tektonische Kartierungen durchgeführt worden. Die Bruchtektonik wird im straff geregelten Gefügebild erkenntlich. Eine Hauptkluffschar streicht in WNW-ESE-Richtung, die zweite in N5°W bzw. S5°E. Daraus läßt sich im Winkel zwischen den beiden Scharen eine Hauptspannungsrichtung mit ca. 150 Grad (330 Grad) angeben. Für die Bildung dieses Kluffpaares ist die zu fordernde Einengung demnach aus fast SSE erfolgt. Die kleinste Druckspannung (σ_3) steht normal auf diese Richtung und kann für die Erklärung von Zugklüften herangezogen werden. Das σ_3 hat somit eine Richtung von nahezu WSW-ENE. Die von W. GRÜN et al. eingemessene Lineation auf den Klüften in Richtung 150/330° ist ein Indiz für die Natur dieser Brüche, sie als Verschiebungsklüfte anzusehen.

4.2.1.2. Westautobahnabschnitt Mondsee - Seewalchen

Die genaue Kenntnis von Kluffscharen in einem Felsbauwerk ist unumgänglich. Dies zeigte anschaulich H. BRANDECKER (1968). Durch den Felsabtrag für die Autobahn ändert sich der Spannungszustand in einem Hang stetig. Man vermindert dabei die σ_v -Komponente beträchtlich, das σ_h bleibt aber in alter Größe vorhanden. Ein geänderter Spannungszustand im Gebirge oder nahe dessen freier Oberfläche ist die Folge. Das bewirkt eine erhöhte Felsauflockerung, neue Klüfte können entstehen, wie auch ungünstig zum Bauwerk liegende Kluffscharen ihre volle geotechnische Wirksamkeit entfalten können.

BRANDECKER berichtete, daß die Kluffwässer in diesem Flyschgebirge sehr oft gespannt vorlagen. Dem wurde mit Entwässerungsmaßnahmen abgeholfen. Da durch tonige Zwischenlagen und intensive Zerschierung an Kluffflächen die Verbandsfestigkeit stark herabgesetzt wurde, mußte vor allem der oft auftretende Strömungsdruck entschärft werden.

Es sind beim Flysch nicht so sehr die Klüfte, welche zur Instabilität von neugeschaffenen Böschungen beitragen, sondern meist sind die Beschaffenheit und die Lage der ss-Flächen entscheidend. Begründen läßt sich dies mit dem häufigen Auftreten von schwellfähigen Tonmineralen in den Pelitzzwischenlagen, auf welchen sich durch Wassereinfluß der vorhandene Reibungswiderstand enorm erniedrigen kann. So läßt sich auch erklären, daß schon nur wenige Grad geneigte Hänge von einer Kriech- in eine Gleitbewegung übergehen können.

4.2.1.3. Donaukraftwerk Greifenstein (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1984 und 1988)

Den wohl europaweit besten und flächenmäßig größten künstlichen Flyschaufschluß erbrachte der Aushub

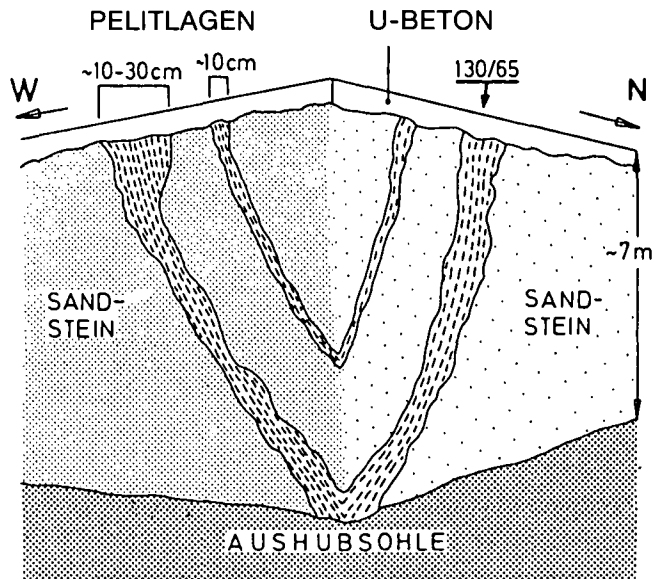
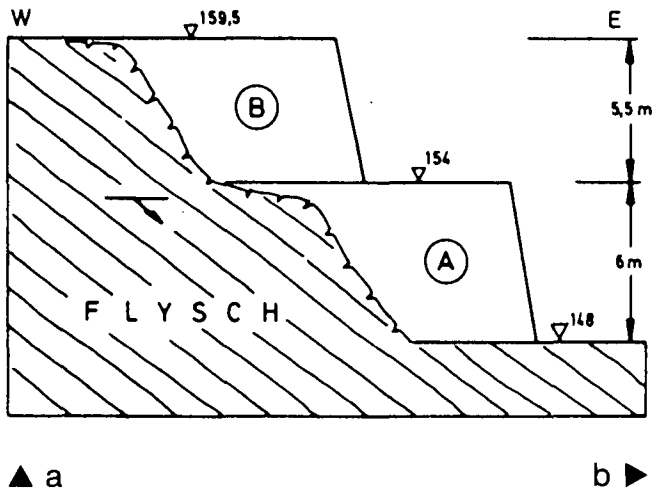


Abb. 7.
Donaukraftwerk Greifenstein.
a) Schema der betonierten Stützblöcke (A und B) in den Flyschgesteinen im Gründungsbereich des Kraftwerkes.
b) Sandsteinkeile auf Pelitlagen.

für das Hauptbauwerk des Laufkraftwerkes Greifenstein. Geprägt von der üblichen Wechsellagerung Pelite/Psammite/Psephite ist diese Abfolge in den harten Sandsteinen beinahe lehrbuchhaft geklüftet gewesen. Neben einer schönen, konjugierten Scherflächenausbildung in den dickbankigen Sandsteinen (R. SCHWINGSCHLÖGL, 1988, Tafel 5) konnte besonders im Südteil

des Aushubbereiches das Auftreten von nahezu waagrechteten Entspannungsklüften beobachtet werden.

Bei den einzelnen Aushubstadien für dieses Kraftwerk war an mehreren Stellen der Einfluß von Trennflächenlagen zum Bauteil sehr gut zu erkennen.

Bedingt durch die hangauswärts fallenden Flyschschichten blieben die bis zu 13 m tiefen Aushubbö-

Donaukraftwerk Greifenstein Hauptbauwerk Kluefte

Donaukraftwerk-Greifenstein Hauptbauwerk Grosskreise aus Isolinienermittlung Hauptklufscharen

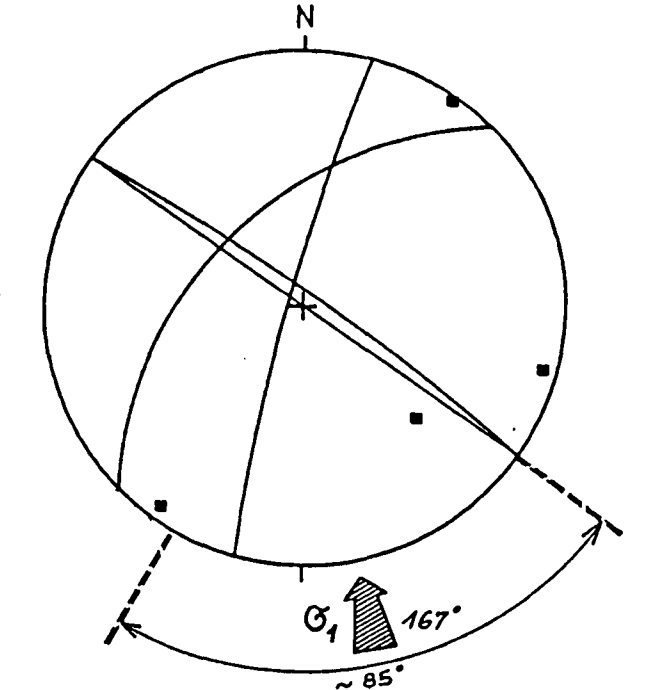
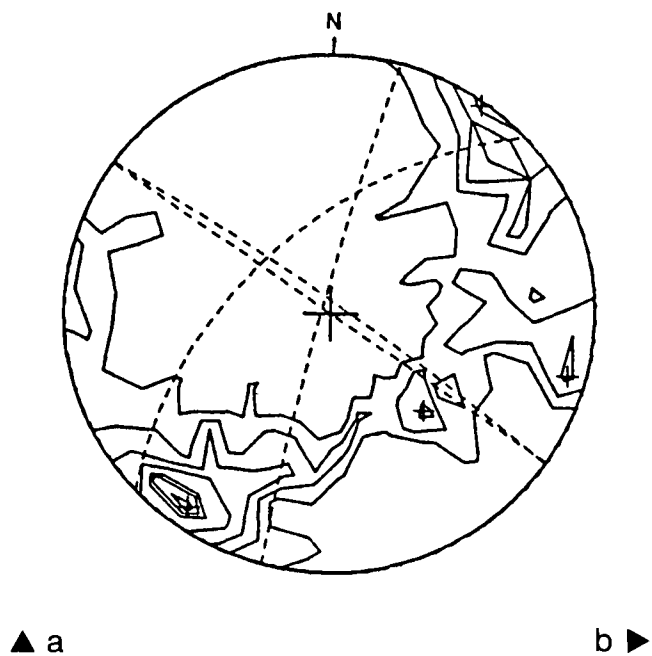


Abb. 8.
Isoliniendarstellung und σ_1 -Hauptspannungsrichtung im Gründungsfels des Donaukraftwerkes.

schungen ohne Sicherung nicht allzu lange standfest. Daher wurden, um eine Bewegung erst gar nicht entstehen zu lassen, am Böschungsfuß sogenannte Stützblöcke angeordnet (Abb. 7a).

Felsstatisch problematische Eckenausbildungen im Flyschgebirge führten oft zu einem Wettlauf mit der Zeit, da bei Fehlen eines Stützungsfußes und bei ungünstig liegenden, tonig besetzten Trennflächen, Sandsteinkeile (Abb. 7b) nur mehr durch einen Rest von Haftfestigkeit gerade noch „kleben“ blieben.

Die Gleitsicherheit äußerst positiv beeinflussend haben sich neben anderen Klufflächen die N-S- und die NE-SW-streichenden, steilstehenden Kluffscharen erwiesen. Sie bewirkten nämlich mit dem Fundamentbeton eine innige Verzahnung, sodaß der auf das Bauwerk von Westen her angreifende Wasserdruck erst die Schichtköpfe der harten Sandsteine hätte abscheren müssen, um eine Gleitbewegung in der Fuge zwischen Bauwerk und Gründungsgestein zu ermöglichen.

Aus drei Kluffanalysen, welche zunächst getrennt für die Krafthaus-, Wehr- und Schleusenanlage durchgeführt wurden, ergaben sich drei unterschiedlich orientierte Beanspruchungsrichtungen. In der Summendarstellung (alle Klüfte im Gründungsfels sind in einem einzigen Diagramm statistisch erfaßt) erkennt man, daß der Flysch in diesem Abschnitt von SSE nach NNW beansprucht wurde. Nach der Isolinienauswertung (Abb. 8) konnte eine Hauptkluffschar etwa nach NNE-SSW und die zweite nach NW-SE streichend ermittelt werden. Der spitze Winkel zwischen den beiden Kluffstellungen beträgt 65 bzw. 85°. Die in der Winkelhalbierenden angreifende σ_1 -Spannung liegt bei 167° (SSE), die überdies ihre Gleitstriemungsspuren auf den einzelnen Sandsteinlagen deutlich hinterließ.

Nach Vorliegen der geologischen Karte der Gründungsfläche sowie einer großen Anzahl an Meßergebnissen konnten auch felsmechanische Überlegungen über die Fundierung des Hauptbauwerkes angestellt werden.

Im Krafthausbereich traten durch tonige Gesteine bedingt nur geringfügige Setzungen auf.

Im Wehrbereich stehen etwa 50 % Sandsteine und 50 % Wechsellagerungen an (d.s. Schiefertone/Sandsteine/Mergel). Durch die gleichmäßige Lasteinwirkung und das einheitliche Tragvermögen der Konstruktion gab es hier keinerlei Setzungen.

Bei der Schleusenanlage liegt der östliche Teil (das Schleusenunterhaupt) fast ausschließlich in alttertiären Sandsteinen, welche durch den erosiv bedingten Lastwegfall stark zur Entspannung neigten. Erkennbar war dies in einer sich bis zur Beendigung des Bauwerkes bzw. bis zum 4. Betriebsjahr ergebenden, bleibenden 4 mm-Hebung. Vermutlich dürfte eine geologisch alte Horizontalkomponente, aus der Über- bzw. Anschiebung von Flysch auf Molasse stammend, zum „Einfrieren“ beträchtlicher Horizontalspannungen in diesem Sandsteinkomplex geführt haben.

4.2.1.4. Bruchstrukturen im Flysch der Kahlenberger Schichten

Zum Vergleich für die beiden Felsbauvorhaben Donaukraftwerk Greifenstein und Westautobahn SW Dürrwien habe ich einen kleinen Abschnitt der Kahlenberger Teildecke bruchtektonisch kartiert. Dieser ist morphologisch durch einen nach NE zeigenden Graben in den Ostabhängen des Wienerwaldes geprägt. Litholo-

gisch handelt es sich hier um Kalksandsteine, Mergel und Reiselsberger Sandsteine. Tektonisch gesehen liegt eine Faltenanordnung vor, deren Achse die Anlage dieses Grabens bedingte. Kluffmessungen ergaben nun, daß eine Hauptkluffschar straff geregelt ca. WNW bis ESE streicht und SSW abtaucht. Die Nebenschar zeigt nach NNE-SSW und fällt steil nach ESE ein. Der Bruchflächenwinkel 2α beträgt 105 Grad, das bedeutet eine aus etwa 158 Grad angreifende Hauptspannung σ_1 , was sich gut mit der regionalgeologischen Geschichte dieses Raumes deckt. Obwohl nach der Theorie der spitze Winkel zwischen den Kluffscharen als Einengungssektor maßgebend wäre, ist aber nach erfolgter langsamer Rotation des Kluffgefüges dieser einst spitze zum stumpfen Winkel vergrößert worden.

Gerade die Frage des Bruchflächenwinkels soll in diesem Zusammenhang etwas näher behandelt werden. Beim Scherbruch unter einer Druckbelastung wird für die Bruchentstehung der Unterschied zwischen der σ_1 - und σ_3 -Spannung herangezogen (vgl. J.C. JAEGER & N.G.W. COOK, 1976). Bei duktilem Materialverhalten vergrößert sich der Bruchflächenwinkel durch eine Änderung der Verformungsgeschwindigkeit auf 90 Grad(!) Bei sprödem Material hingegen (d.s. größere Verformungs- und Beanspruchungsgeschwindigkeit) entstehen nicht Gleitungs-, sondern Verschiebungsbrüche.

Die Bruchbildung ist generell als Abschluß der geotektonischen Formung eines Orogens anzusehen. In den ostalpinen Deckengebirgen gilt nun, für den Flysch im besonderen, daß bei der Überschiebungsmechanik die einengende Kraft (das σ_1) horizontal wirksam und sehr viel größer als σ_2 und σ_3 gewesen sein muß.

Unter der Annahme, daß auch die späten, horizontalen Einengungen noch wesentlich stärker als die vertikalen waren, ist eine Kluffgenese vom Typus der Scherbrüche erklärbar. Auch die Differenz der kleinsten und größten Hauptspannung wäre noch groß genug gewesen.

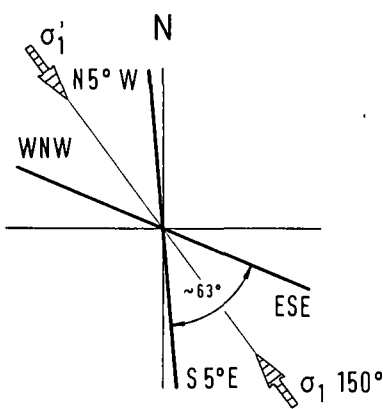
4.2.2. Vergleich der ausgewählten Trennflächenlagen im östlichen Flyschgebiet

Die Kluffsysteme gehören klastischen Gesteinsserien an, welche in der östlichen Flyschzone liegen. Gemeinsam ist diesen Scharen, zumindest gilt dies für Abb. 9a und 9b, daß die σ_1 -Komponente ihre Richtung eindeutig aus dem spitzen Bruchwinkel ableitet. Es sind dies gleichwertige Scherkluffsysteme (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1988, Tafel 5).

Die Richtungen bei Abb. 9c sind als nicht gleichwertig anzusehen, da zwischen dem WNW-ESE- und dem N30°E-S30°W-Streichen die weiter anhaltende Krafteinwirkung eine Rotation des Trennflächengefüges bewirkt haben muß. Ob dies eine Folge von dem in der Flyschserie vermehrt auftretenden, duktilen Gesteinsmaterial ist, kann hier nicht zweifelsfrei beantwortet werden.

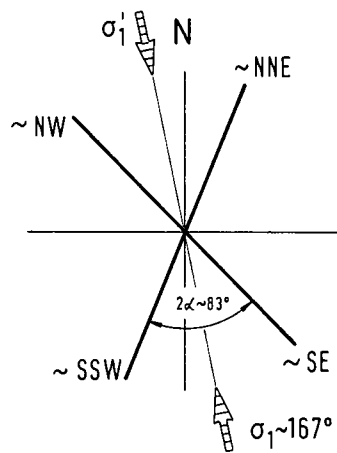
Kluffmessungen (Abb. 9d,9e) im Dambachgraben und in den Gspöttgraben-Steinbrüchen erbrachten zwei σ_1 -Komponenten aus südöstlicher Richtung. Der spitze Winkel spricht für eine Sprödverformung dieser Sedimentgesteine. Begründen läßt sich dies damit, daß die

GRÜN et al. (1961)
Flysch - A1 (Westeinfahrt)



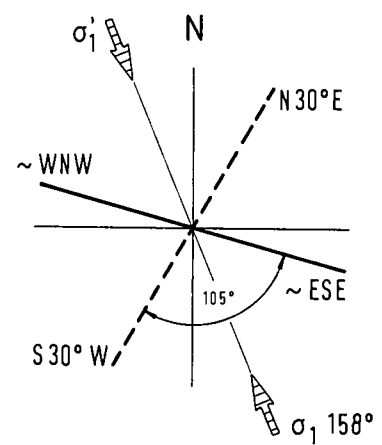
a ▲
d ▼

SCHWINGENSCHLÖGL (1988)
Flysch, DOKW - Greifenstein



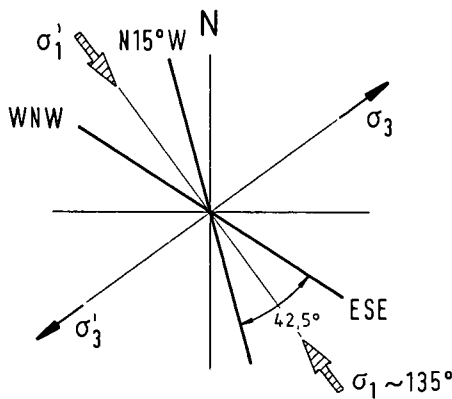
b ▲

SCHWINGENSCHLÖGL (1989)
Kartierung, Kahlenberger Schichten



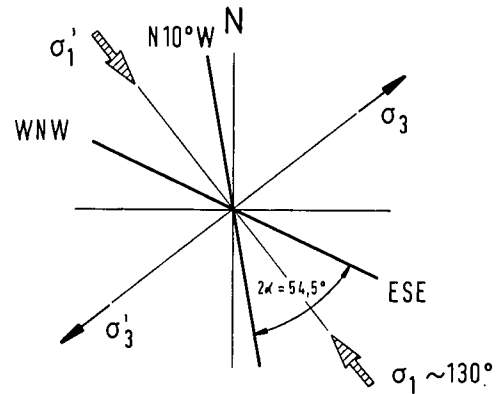
e ▼
c ▲

ROCKENSCHAUB M. (1989)
Flysch, Dambachgraben



61 Messungen

SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1990)
Flysch, Gspöttgraben



511 Messungen

Abb. 9.
Trennflächen (Klüfte) und Streichrichtungen.
a,b,c) Künstliche und natürliche Flyschaufschlüsse.
d,e) Flysch der Kahlenberger Teildecke (= Ostabschnitt der Flyschzone).

duktile verformbaren Mergel und Schiefertone an beiden Lokalitäten wesentlich geringmächtiger vorliegen, als die Quarzsandsteine.

Die Aufschlüsse (Abb. 9a-9e) liegen bereits in jenem Teil der Flyscheinheit, welcher durch seine Karpatische Streichrichtung (das ist NE-SW) gekennzeichnet ist. Von den Klufthauptrichtungen sind jene nach NW bis SE zeigenden Scharen mit den großen Querstörungen (siehe geologische Karte Wien und Umgebung, 1984) in der Greifensteiner Teildecke gut vergleichbar.

4.3. Bemerkungen zur Bruchtektonik an der Überschiebungszone Nördliche Kalkalpen auf Flysch

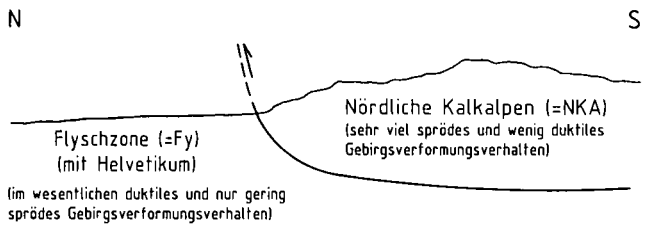
Wahrscheinlich sind es lokal auftretende Entspannungserscheinungen, welche an der Überschiebungsfrent der Nordkalkalpen auf die Flyschzone als Ursache

für die weithin beobachteten Rutschungen oder/und Großhanggleitungen gelten können. In vielen Teilen Österreichs ist diese Überschiebungsfrent bereits als steile Aufschiebungsbahn im Gelände zu beobachten. Meist sind sogenannte lystrische Flächen als Bewegungsbahnen kartierbar. Durch einen stetigen, wohl abklingenden Anschlag der Nordkalkalpen auf den Flysch kam es zu sehr steilen Aufpressungsflächen, welche Fallwinkel bis zu 80° aufweisen können (Abb. 10a-10c).

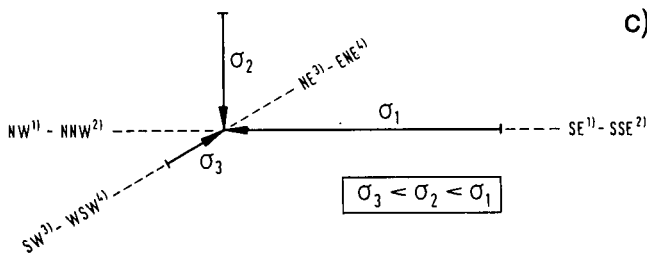
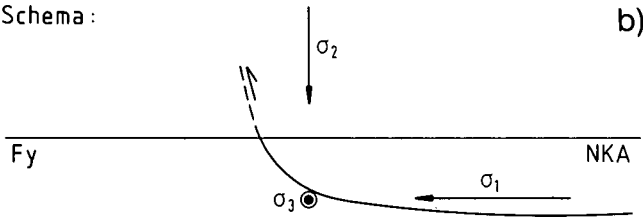
Um einen geologischen Körper über oder auf einen anderen zu schieben, muß die Hauptspannung σ_1 horizontal angreifen. Senkrecht darauf steht σ_3 .

Die σ_2 -Richtung wird im betrachteten Fall etwa in E-W-Richtung verlaufen. Nur so wäre es mechanisch möglich, eine enorm schwere Masse trotz des Widerstandes durch Haft- und Gleitreibung auf ihre Unterlage in eine Position zu bringen, die einer Überschiebung entspricht (vgl. G. MANDL, 1980).

Übersichtsprofil:



Schema:



NW¹⁾..... ENE⁴⁾..... korrespondierende Himmelsrichtungen

- σ_1 aus der Gebirgseinengung stammende rein tektonische Spannung
- σ_2 aus dem Überlagerungsdruck ableitbare Spannung
- σ_3 verantwortlich für seitliche Stauchungen im Gebirgstrreichen (? Querfaltenbildung)

Abb. 10.

a,b) Schematische Darstellung und Anordnung der Hauptnormalspannungen bei einer Über- bzw. Aufschiebung im Sedimentgebirge der Deckenfronten Nördliche Kalkalpen auf die Flyschzone.
c) Größenverhältnis der maßgebenden Hauptspannungen im Gebirgskörper.

Wenn nun durch langandauernde Verwitterungsvorgänge Hänge geschaffen werden, so beeinflusst die kleinste Hauptspannung (σ_3) die freie Felsoberfläche. Es muß dabei nicht eine meßbare Bewegung, aus der Überschiebung herrührend, die Deckenstirn beanspruchen. Vielmehr genügt der Einfluß des σ_1 ! Durch die große Spannungsdifferenz von σ_1 zu σ_3 (σ_2 hier aus der Überlagerungsmasse abgeleitet) wird eine Auflockerung des Gebirges mit Bildung von neuen Klüften und Schwächestellen eingeleitet, und die Hänge werden in ein instabiles Gleichgewicht gebracht. Ständige Erosions- und Gravitationskräfte sorgen weiters dafür, daß bei geringfügigen baulichen Eingriffen in diese Felskörper Massenbewegungen ausgelöst werden. Auch Erdbebenwellen können durch ihre Schwingungsenergie die aufgelockerten Felsmassen in Bewegung versetzen.

Es ist somit nicht verwunderlich, daß gerade an der Deckenfront zum Flysch sehr häufig Rutschungen und Gleitungen auftreten. Regionale Geologie und Gefügeausbildung (Klüfte) begünstigen unter dem Einfluß von Wasser diese Vorgänge.

4.3.1. Felsbauaufgaben im Grenzbereich der Überschiebung Nördliche Kalkalpen/Flysch

Da Felsbauvorhaben im Grenzbereich dieser tektonischen Einheiten eher selten sind, wurden nur zwei Standorte miteinander verglichen.

- Massenbewegungen bei Plankenstein, NÖ (Kartierung: R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1987/88).
- Massenbewegungen an der Flysch/Kalkalpengrenze in Vorarlberg (K.A. CZURDA & D. JESINGER, 1983).

4.3.1.1. Massenbewegungen bei Plankenstein, NÖ (Kartierung: R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1987/88)

Durch einen Felsanschnitt im Zuge einer Straßenverbreiterung in den Jahren 1970/71 wurde in einem N-exponierten Einhang nahe der Ortschaft Plankenstein eine beträchtliche Rutschung ausgelöst. Ein schon im Jahre 1895 angelegter Karrenweg mußte nach nur 25 Jahren bereits zum erstenmal saniert werden. Als die eingangs erwähnte Verbreiterung einsetzte, war von nun an der Böschungsabschnitt nach jedem Jahr instabil geworden. Es erhob sich nun die Frage, ob hier nicht schon eine geologisch sehr alte Rutschung vorläge. So zeigt die topographische Karte eine deutlich nach N offene „Hufeisenform“, welche beidseits von

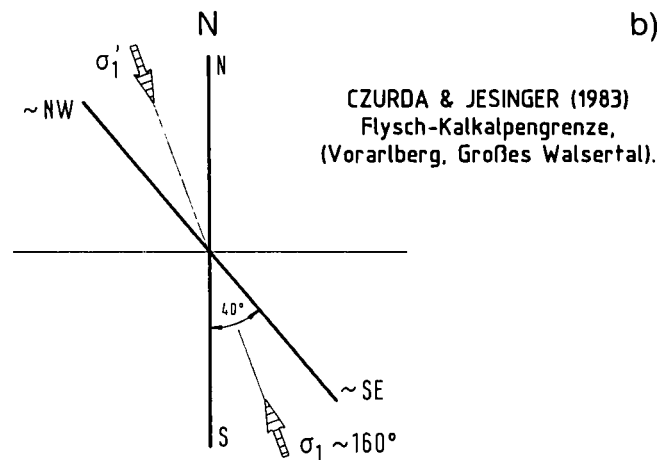
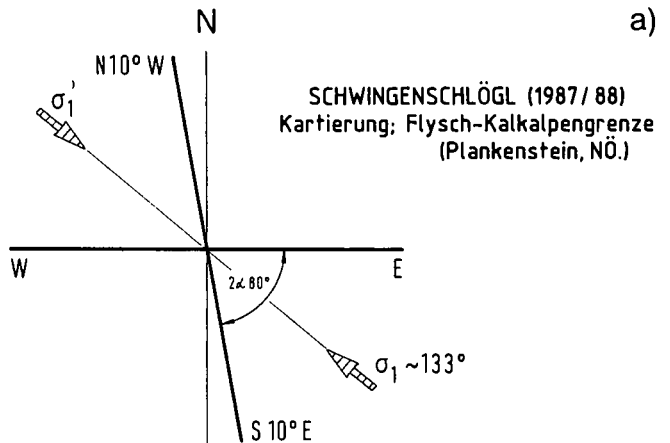


Abb. 11.

Trennflächen und Streichrichtungen von Klüftscharen an natürlichen Felsaufschlüssen der Flysch-Kalkalpengrenze.

- a) Östlicher Abschnitt.
- b) Westlicher Abschnitt.

Hartgesteinsriegeln flankiert wird und im Zentrum eine typische „Rutschbuckelmorphologie“ hat. Tektonisch gesehen ist hier der Nordrand der Frankenfelder Decke/Cenoman-Randschuppe auf den Flysch und das Helvetikum aufgeschoben worden (E. PARLOW, 1950).

Das generelle Lagerungsgefüge kann mit mittelsteilem Einfallen nach NE angegeben werden. Steil nach N bzw. S einfallende Klüfte prägen die Mergel bis Kalkmergel dieses Anschnittes. Die Klufflächenausbildung, dünnsschichtige Mergelschieferzwischenlagen, wie auch der hohe Auflockerungsgrad des Gebirges förderten die Bewegungskomplexität des Hangabschnittes.

Insgesamt kann man diese Massenbewegung als eine Kombination von Gleiten und Kriechen des Verwitterungsmaterials mit einem Anteil aufgelockerten Gebirges bezeichnen.

Nach Auswertung von mehr als 330 Klufftmessungen konnten zwei Hauptrichtungen ermittelt werden. Die N10°W/S10°E-streichende Schar nimmt zur beinahe E-W-verlaufenden einen Winkel von 85° ein und entspricht einem ausgewogenen Kraftfeld. Die duktil reagierenden, häufigen Mergelgesteine haben zu einer Vergrößerung des Bruchwinkels 2α beigetragen. Die Hauptspannung σ_1 ist demnach mit 133° fast genau aus SE nach NW anzusetzen (Abb. 11a).

4.3.1.2. Massenbewegungen an der Flysch/Kalkalpen-Grenze in Vorarlberg

Im hinteren Großen Walsertal wurden von K.A. CZURDA & D. JESINGER in den Jahren 1979–83 umfangreiche Studien über die Bildung von weitklaffenden Klüften und Doppelgratbildungen unmittelbar an der Überschiebungsbahn durchgeführt. In diesen stark durchbewegten Schuppenzonen sind Lineamentauswertungen mit Kompaßmessungen verglichen worden, um verzerrungsbedingte Fehler aus dem Luftbild zu korrigieren.

Die offenen Großklüfte werden nach CZURDA & JESINGER mit dem Vorschub der Nordkalkalpen auf den Flysch begründet. Als Ergebnisse von Klufftmessungen sind zwei Hauptrichtungen erarbeitet worden. Ein Maximum liegt bei N40°W- zu S40°E-Streichen, ein zweites bildete sich etwa in N-S Richtung. Das ergibt eine Schubrichtung in der Winkelhalbierenden von ca. 160 nach 340°. Ein fast aus SSE kommendes σ_1 hat hier das als spröde geltende Material des Dolomites unter dem spitzen Winkel von $2\alpha = 40^\circ$ zerbrochen (Abb. 11b).

Die Klüftung wurde während der alpinen Orogenese angelegt. Der kalkalpine Hauptdolomit der Allgäu-Decke ist hier auf die Flyscheinheiten fast saiger aufgeschoben worden. Aus Konvergenzmessungen, welche Informationen über die Mechanik und die zeitliche Abfolge dieser Massenbewegung erbrachten, läßt sich eine Schollenzerlegung mit gegenseitiger Rotation erkennen. Die Kluffbildung wird direkt mit der Überschiebung in Zusammenhang gebracht. Abweichende 2α -Werte werden durch eine gesicherte Schubrichtung aus SSE mit einer Änderung des lokalen Kraftfeldes erklärt.

4.3.2. Zusammenfassung und Vergleich

Die Kluffstellungen und die Lage des σ_1 ergeben für den westlichen und östlichen Flysch-Kalkalpenanteil zwei unterschiedliche Richtungen (Abb. 11a,b). Be-

trachtet man die generelle Streichrichtung der Flyscheinheiten in Vorarlberg, so geht jene von CZURDA & JESINGER (1983) im Großen Walsertal ermittelte Hauptspannung mit dem von SSE nach NNW weisenden Verschub der Nördlichen Kalkalpen konform.

Die Flysch-Kalkalpen-Einheiten bei Plankenstein in NÖ hingegen, bereits beeinflusst durch das allmähliche Umbiegen des Ostalpenkörpers in die karpatische Streichrichtung, werden eher aus SE nach NW beansprucht. Beide Ergebnisse fügen sich gut in den Bauplan des jeweiligen Flyschabschnittes ein.

4.4. Bemerkungen zur Bruchtektonik der Nördlichen Kalkalpen

Das Phänomen der Klüftung tritt überaus deutlich in den Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen (= NKA) hervor. Obwohl gerade in diesem Alpenabschnitt seit dem Beginn der Anerkennung der Deckentheorie – besonders eingeleitet für das oberostalpine Deckenstockwerk durch A. TOLLMANN (1963) – die Frage nach den Überschiebungsmechanismen eher vordringlich war, ist dem Trennflächengefüge bloß als Ergebnis des Sedimentationsvorganges Beachtung geschenkt worden.

Nun sind aber klufftektonische Untersuchungen gerade in der lithologischen Vielfalt der Sedimentabfolge der NKA ein wichtiger Hinweis für die Ermittlung des jeweils lokalen Kraftfeldes bzw. seiner Hauptnormalspannungsrichtungen. P. SCHMIDT-THOMÉ hat erstmals in den Bayrischen Kalkalpen Bruchstrukturen und ihre Genese in großer Anzahl 1954 untersucht. Sein Beobachtungsgebiet reichte von der Iller bis zur Salzach, sodaß für die statistische Behandlung ein genügend großer Ausschnitt der NKA zur Verfügung stand. Er konnte auch einen deutlichen Zusammenhang zwischen den großen, diagonal zum Alpenstreichen verlaufenden Störungen und dem Scherkluffsystem im Gebirgskörper herausarbeiten.

4.4.1. Betrachtungen über die Verformbarkeit von Sedimentgesteinen

Bei den für diese tektonische Einheit ausgewählten Beispielen und Felsbauaufgaben fällt auf, daß der Bruchflächenwinkel 2α meist kleiner als 80° ist.

So zeigte die statistische Auswertung von Kluffflächen der Frankenfelder Decke in den Kalkalpen (Abschnitt Pielachtal) nach Ausplotten von 474 Klüften einen Bruchflächenwinkel von $2\alpha = 30^\circ$. Kleinere Winkel als 45° weisen für gewöhnlich auf sprödes Materialverhalten während einer Beanspruchung durch Druck hin (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1981).

SCHMID-THOMÉ hat 1954 an neun verschiedenen Abschnitten der Allgäu- bzw. der Lechtal- und Berchtesgadener Decke Kluffrosen erarbeitet, die im Mittel den spitzen Bruchflächenwinkel von ca. 40° aufweisen. Dies deutet insgesamt auf eine Sprödverformung dieser Deckeneinheiten hin.

In vielleicht ähnlicher Art und Weise ist die Frankenfelder Decke mit ihrer Gesteinsvielfalt ausgebildet. Be-

Tabelle 1.

Versuch einer Einschätzung des Verformungsverhaltens der Schichtfolge in der Frankfurter Decke (Kalkalpen, NÖ). Nicht berücksichtigt wurden dabei die bei einer Gesteinsdeformation auftretenden Bedingungen, wie Deformationsart, der Zeitfaktor, Temperatur, Spannungszustand sowie Lösungen und Wasserdampf (s. dazu auch G.D. ASHGREI, 1963).

	Gestein	Mächtigkeit	Erwartetes Verformungsverhalten		In Rechnung gestellte Mächtigkeit	
			spröde (S)	duktil (D)	spröde (S)	duktil (D)
kr	Losensteiner Schichten	≈ 2 m	—	—		
kr	Roßfeld-Schichten	20 m	S		20 m	
kr	Schrambach-Schichten	≈ 100 m	S	D	50 m	50 m
j	Mühlbergkalk	5 m	S			
j	Haselbergkalk	10 m		D		
j	Plassenkalk	20 m	S		20 m	
j	Ammergauer Schichten	≈ 100 m		D		100 m
j	Tegernseer Kalk	40 m		D		40 m
j	Agathakalk	1 m	—	—		
j	Radiolarit	40 m	S		40 m	
j	Filamentkalk	5 m		D		
j	Vilser Kalk	linsig	—	—		
j	Doggerkalk	10 m	S			
j	Adneter Kalk	20 m		D		20 m
j	Kieselkalk	80 m		S	80 m	
j	Liasfleckenmergel	≈ 150 m		D		150 m
j	Kalksburger Kalk	linsig	—	—		
t	Schattwalder Schichten	8 m		D		
t	Kössener Kalk	≈ 100 m	S	D	50 m	50 m
t	Bunter Keuper	20 m		D		20 m
t	Hauptdolomit	≈ 300 m	S		300 m	
t	Opponitzer Kalk	≈ 80 m		D		80 m
t	Opponitzer Rauwacke	linsig	—	—		
					560 m	510 m

wertet man nun all jene Schichten, welche mächtiger als 20 m sind, ob sie sich spröde oder duktil verformen lassen, so erhält man ca. 510 m Gesteinsmächtigkeit mit duktilem Verformungsverhalten (Tab. 1). Dem stehen etwa 560 m mächtige Schichtpakete gegenüber, die als spröde verformbar eingestuft werden. Von den nicht in die Bewertung miteingetragenen Schichten abgesehen, halten sich diese Mächtigkeiten etwa die Waage.

Geht man nun von einem allgemein bekannten Grundsatz in der Festigkeitslehre aus, demzufolge bei einer Verformung die Kraft von den sich als steifer verhaltendem Material „angezogen“ wird, so haben die 560 m „Sprödmächtigkeit“ offenbar genügt, um einen kleinen Bruchwinkel 2α hervorzubringen. Den dazwischen liegenden, duktil verformungswilligen Gesteinen wurde daher beim Zerbrechen unter den jeweils angreifenden Druckkräften das im Sprödgestein gebildete Scherflächensystem mit gleicher Richtung und Lage aufgezungen.

Da aber kaum die Art der Verformungsbereitschaft bei den üblichen Kluffstatistiken über Sedimentgesteine miteinbezogen wird, könnte man bei Einhalten gewisser Randbedingungen vom aufgetretenen Bruchflächenwinkel 2α unter Umständen auf die Art der Verformung rückschließen.

4.4.2. Felsbauaufgaben in den Nördlichen Kalkalpen

Zur Erläuterung und zum Vergleich von Trennflächenausbildungen in den NKA wurden folgende Aufschlüsse und Felsbaubeispiele herangezogen:

- Bruchtektonik im Toten Gebirge (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1986).
- Die geplante Bogensperre „Kaiblingmauer“ (W. DEMMER, 1983).
- Der Wetterin-Stollen (Ost) (W. NOWY, 1988).
- Die Hochsteg-Brücke im Schwarzatal, NÖ (Kartierung: R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1988).
- Lawingalerie Schwarzatal, NÖ (Kartierung: R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1988).
- Hangbrücke Piestingtal, NÖ (Kartierung: R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1989).
- Gscheidl-Stollen, NÖ (Kartierung: R. SCHWINGENSCHLÖGL, M. ROCKENSCHAUB und H. HELLER, 1987/88).

4.4.2.1. Bruchtektonik im Toten Gebirge (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1986)

Ausgehend von einer photogeologischen Interpretation des Hochplateaus des Toten Gebirges wurden eine Erfassung des Störungsmusters, die Anlage und

SCHWINGENSCHLÖGL (1986)
Totes Gebirge (Westteil, Ostteil)

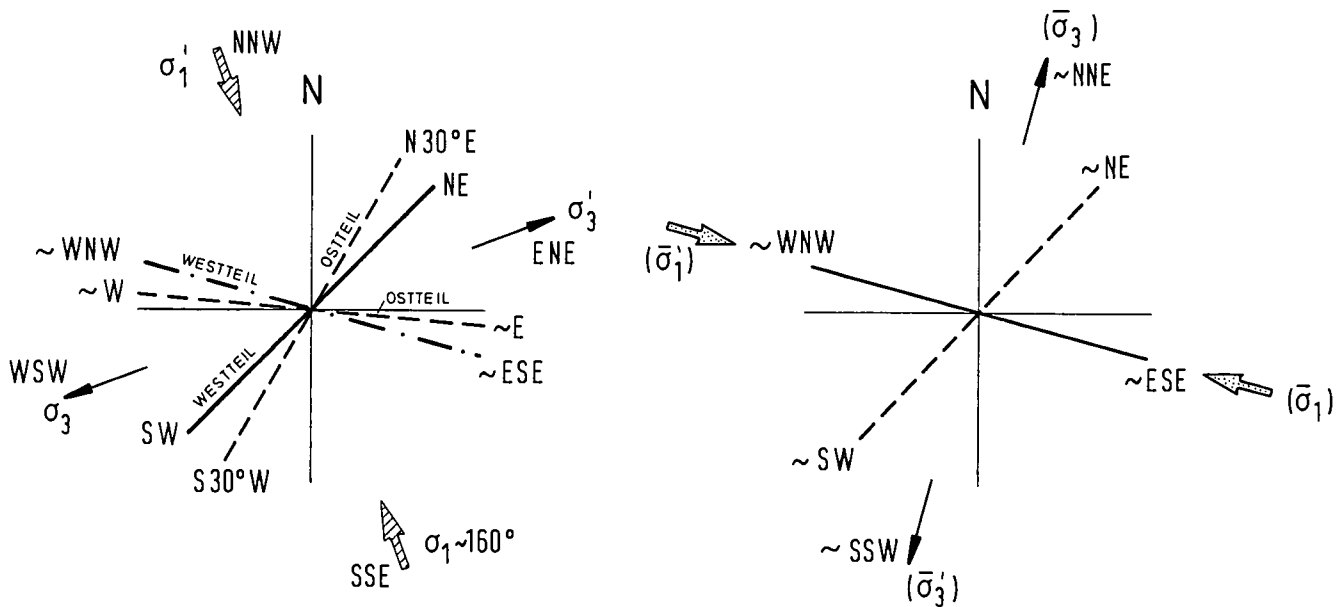


Abb. 12.
Kluftdiagramme der Störungen und der Liasspalten in Bezug zum regionalen Spannungsfeld.
a) Störungen mit den zugehörigen Hauptnormalspannungsrichtungen.
b) Liasspalten mit dem für die Bildung der Hauptrichtungen notwendigen Spannungsfeld.
— = Hauptrichtungen; - - - = Nebenrichtungen; schraffierte Pfeile = tatsächliche Spannungsrichtungen; gepunktete Pfeile = hypothetische Spannungsrichtungen.

Richtungsverteilung der Liasspalten sowie die Ermittlung des vorgefundenen Spannungszustandes angestrebt.

Die Hochfläche des Toten Gebirges wurde durch eine deutliche Höhenstufe morphogenetisch in zwei Teile getrennt und daher auch statistisch so ausgewertet. Zeigen die Kluftdiagramme „Störungen-Ost“ und jene der „Störungen-West“ auch das Erscheinungsbild einer duktilen Verformung, so muß doch zugegeben werden, daß hier hauptsächlich Gesteine, die als spröde anzusehen sind, verformt wurden (Abb. 12a).

Setzt man aber den Zeitfaktor, welcher bei einer Gesteinsdeformation gegenüber einem Laborversuch an einer Probe als „gegen unendlich ansteigend“ angesehen werden kann, ein, so spielen Relaxationserscheinungen bei diesen langandauernden tektonischen Prozessen eine sehr wichtige Rolle. Bei einer Relaxation erfährt die angreifende Kraft nämlich eine gewisse Abnahme, bei welcher die Deformation aber konstant weiterläuft. Das hieße, ein langanhaltender Kraftangriff bewirkt auch eine langsame Änderung des Bruchflächenwinkels bei der Bildung von Scherklüften (Abb. 12a).

Was in diesem Zusammenhang leider noch nicht untersucht wurde, ist die Frage, ob der sich von der Erdoberfläche in die Tiefe der Erdkruste stetig ändernde Spannungszustand die Bildung und die Art der Kluftentstehung sehr wesentlich beeinflusst. Aufschluß darüber könnten Tiefbohrungen geben, wie sie auf der Halbinsel Kola erfolgten, und jene in der Bayrischen Oberpfalz, die zur Zeit bei etwa 4000 m Tiefe angelangt ist.

Was in diesem Zusammenhang leider noch nicht untersucht wurde, ist die Frage, ob der sich von der Erdoberfläche in die Tiefe der Erdkruste stetig ändernde Spannungszustand die Bildung und die Art der Kluft-

entstehung sehr wesentlich beeinflusst. Aufschluß darüber könnten Tiefbohrungen geben, wie sie auf der Halbinsel Kola erfolgten, und jene in der Bayrischen Oberpfalz, die zur Zeit bei etwa 4000 m Tiefe angelangt ist.

Betrachtet man die Kluftdiagramme der Störungen für die westliche, tiefere Totengebirgs-Hochfläche, so ist das gekreuzte Scherflächensystem nicht gleichwertig ausgeprägt. Aus der Geländebeobachtung ergab sich, daß zu dem NE-SW-Ast das zugeordnete Flächensystem etwa WNW-ESE gerichtet ist. Daraus resultiert eine σ_1 -Spannung von ca. 160° nach 340° , welche mit dem von A.R. RITSEMA (1974) konstruierten Spannungsfeld für den Ostalpenraum gut übereinstimmt. Das gleiche gilt auch für die Richtungen der „Störungen-Ost“. Die kleinste Hauptnormalspannung (= σ_3) würde dabei in ENE-WSW liegen (Abb. 12a).

Vergleicht man nun das „Kluftsystem der Störungen Ost und West“ mit den Richtungen der Liasspalten, so läßt sich folgendes ableiten: Da zur Bildung von Spalten sehr kleine σ_3 oder regelrechte Zugspannungen notwendig sind, müßte die Verteilung der Haupteinengungsrichtung ein Kräftefeld vorgeben, in dem sich noch geschlossene Trennflächen zu Spalten ausbilden können (Abb. 12a,b).

Nach der Auswertung der Liasspalten im östlichen Hochplateau des Toten Gebirges liegt nun eine WNW-ESE-Häufung der Hauptrichtungen vor. Das zur Spaltenbildung notwendige σ_3 , aus den Störungen erarbeitet (Abb. 12a), zeigt aber in WSW-ENE-Richtung – müßte jedoch in der NNE-SSW-Achse liegen! Ich habe 1986 die Auffassung vertreten, daß die Anlage dieser Bruchsysteme auf ein Diagonalscherflächensystem zurückgeht. Heute meine ich, diese Zerrklüfte sind doch eher einem gesonderten Kräfteplan zuzuordnen

und haben mit dem übrigen System der Klüfte und Störungen des Plateaus keine genetische Gemeinsamkeit. Es sind ausschließlich durch Dehnung entstandene Trennklüfte, welche nachfolgend zu Spalten erweitert wurden. Wie Abb. 12b zeigt, müßten die Liasspalten bzw. deren Hauptrichtungen etwa in Richtung eines anzunehmenden ($\bar{\sigma}_1, \bar{\sigma}'_1$) liegen, um sich dann normal dazu ($\bar{\sigma}_3, \bar{\sigma}'_3$) zu öffnen.

Da aber das Bildungsalter der Klüfte und der Störungen jünger als jenes der Liasspalten anzusetzen ist, kann nur ein eigenes Kraftfeld für die Anlage und Bildung dieser in den NKA so auffälligen Erscheinungen angenommen werden (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1986, S. 91ff.). Diese Vorstellung wird durch die Geländebefunde erhärtet und weist auf eine Kluffbildung nach Entstehen der Liasspalten hin (Abb. 13a-d)!

Es sind in der Arbeit über die Zugspalten im Dachsteingbiet von O. GANSS (1938) gewiß manche Ungeheimheiten enthalten, wie das Fehlen jener Beobachtungen, die zur Annahme von Zugspalten berechtigten und auch die Frage der Kinematik der Dachsteinmasse. Die Vorstellung der Zerrungstektonik ist aber weiterhin aufrechtzuhalten, wie dies meine Geländeerkundungen auf der östlichen Totengebirgsfläche bestätigen. Es sind dies in ihrer Längsrichtung verzweigte, immer dünner werdende Spalten. Manchmal auch an beiden Enden fast spitz zulaufende Trennbrüche.

Andere Vorstellungen, diese Spaltenbildung betreffend, wie jüngst von A. TOLLMANN (1987, S. 56) so ausgeführt, daß auf keinen Fall Dehnung als Bildungsmodus in Frage kommt, können hier nicht undiskutiert bleiben. Man braucht nicht unbedingt W-E-orientierte Verschiebungen, um Pressungen aus dieser Richtung zu erhalten. Es genügen vielleicht auch jene Zerrungskräfte, welche bei der Bildung eines neuen Ozeans (A. TOLLMANN, 1987, S. 105, Abb. 3 – der angegebene „nachmalige Ozean“ im Süden der Kalkhochalpen!) zwischen Afrika und Eurasien wirksam werden könnten. Dabei käme es zur Bildung von σ_3 , normal zur Längsrichtung der Geosynklinale. Diese Zugspannungskomponente ermöglichte nun – unter Umständen schon submarin (?) – die Spaltenbildung an der Trias/Jura-Wende. Die Richtungen korrespondieren nicht ganz mit dem späteren, tertiären Trennflächensystem. Dies kann wiederum als Folge des damals herrschenden Kraftfeldes interpretiert werden.

TOLLMANN meint weiters, daß bei Öffnung der alpinen Geosynklinale keine Pressung wirksam werden konnte und somit die Frage nach der Herkunft der Kräfte zur Ausbildung des Spaltensystems bis heute unbeantwortet blieb. Dies stimmt nur bedingt, denn eine Geosynklinalbildung ist ja eine allseitig „grabenartige“, sehr langgestreckte Einsenkung der Erdkruste und kann nur bei Zerrungstektonik entstehen (s. dazu besonders H.-G. WUNDERLICH, 1966, S. 36ff sowie R. SCHÖNENBERG, 1980, S. 13).

Bei Dehnung der Erdkruste steht aber die σ_1 -Komponente bekanntlich senkrecht und die kleinste, σ_3 , horizontal! Ebenso σ_2 , die mittlere Hauptnormalspannung. Es ist aber gerade dieses σ_3 , welches Zugspannungen hervorruft, die für die Bildung von Trennbrüchen in den verschiedenen Kalkhochplateaus heranzuziehen sind.

Betrachtet man die tektonischen Wirkungen der drei Hauptspannungsrichtungen im Gebirge: σ_1, σ_2 und σ_3 , so sind die Erkenntnisse der Seismotektonik ebenfalls heranzuziehen. Hier gibt das sogenannte „ANDERSON-Diagramm“ wichtige Hinweise (s. dazu G. SCHNEIDER,

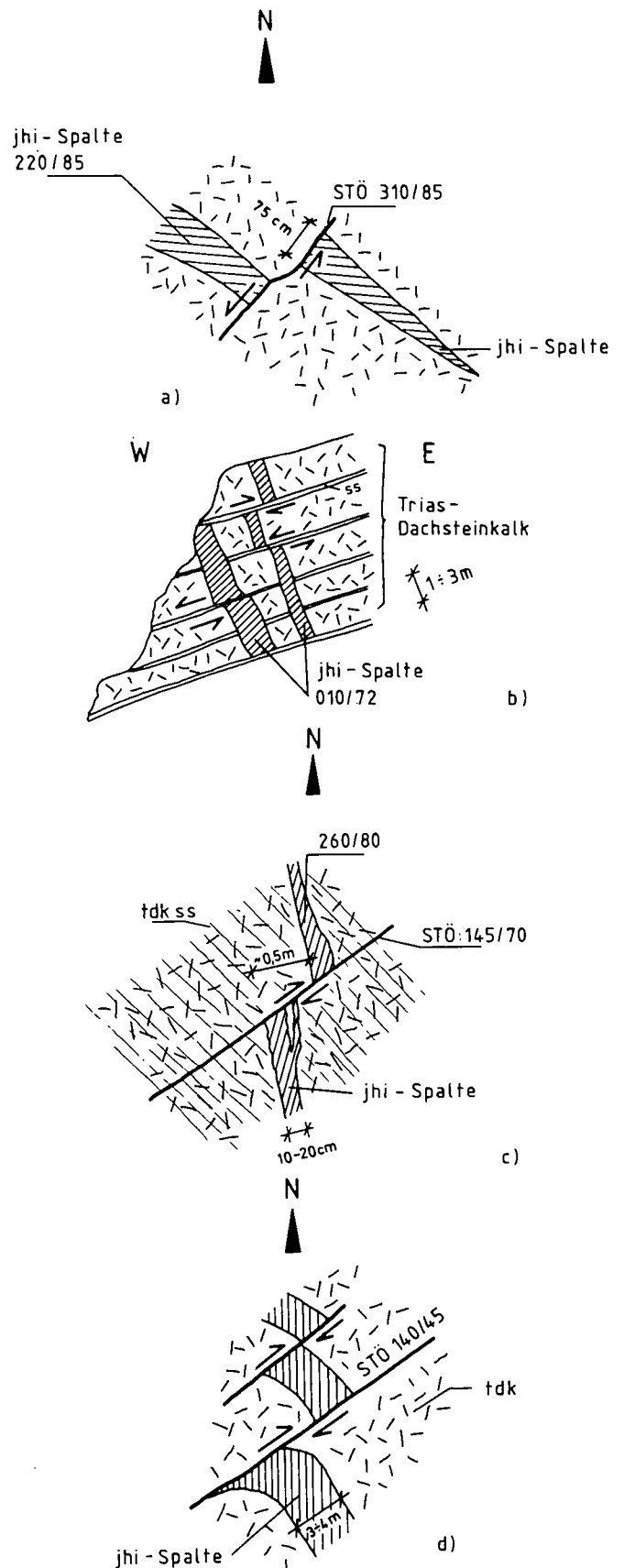


Abb. 13. Beispiele für gestörte Liasspalten, welche ausschließlich im östlichen Hochplateau des Toten Gebirges vorliegen. a,c und d = Rotkogelsattel; b = Rotgeschirr-Westabschnitt; jhi = Jura-Hierlatzkalk.

1975, S. 69ff.). Es ist nämlich entscheidend, welche der drei Hauptspannungen die Rolle der Auflastspannung übernimmt, denn diese dominiert den tektonischen Deformationsakt.

Bei einer Abschiebung beispielsweise bildet die größte Hauptspannung (σ_1) die Auflastspannung. Nimmt man eine grabenartige Struktur an, so entsteht (im Querprofil!) an beiden Seiten eine Abschiebung – σ_1 ist senkrecht gerichtet. Dieses „ANDERSON-Diagramm“ ist für eine Tiefe von 10 km erstellt worden, da Krustenbeben in Mitteleuropa meist in dieser Tiefe ihre Herdfläche besitzen. Es kann auch für die Frage des räumlichen Spannungssystems herangezogen werden.

Wie nahe liegen dabei Horizontalverschiebung und Abschiebung bzw. Grabenbildung (s.l.) und wie klein sind doch die Unterschiede der Hauptspannungen. Die räumliche Orientierung und die enge Beziehung zu den verschiedensten Übergängen werden somit klarer. Weiters ist bemerkenswert, daß in gleichen Tiefenbereichen (s. G. SCHNEIDER, 1975) verschiedene Bewegungstypen nebeneinander vorkommen können.

Insgesamt ist der Schluß zulässig, daß ein vielphasiges Spannungsgeschehen in einem derart komplexen Modell, wie dem der Plattentektonik und den damit verbundenen regionalen bis lokalen tektonischen Spannungsfeldern, den Einfluß auf die Bildung der Liasspalten als erweiterte Trennbrüche folgerichtig erscheinen läßt.

4.4.2.2. Die geplante Bogensperre „Kaiblingmauer“

Diese Sperre war im Reichraminger Hintergebirge (OÖ) etwa 5 km südlich der Ortschaft Reichraming/Enns projektiert. Die Talsperre hätte in der Reichraminger Decke der NKA nahezu ganz in Hauptdolomit ge-

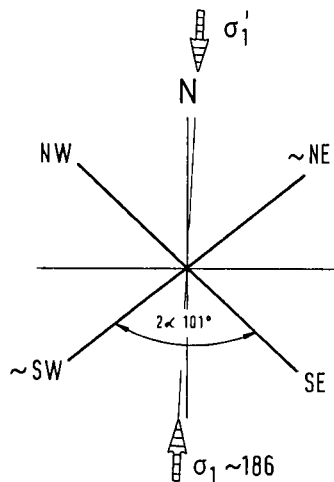
gründet werden können. Sie würde rund 101 m Gesamthöhe haben, doppelt gekrümmt, an der Krone 4,5 m und an der Mauerbasis ca. 26 m stark sein. In der Krone hätte eine Mauerlänge von ca. 337 m dieser Sperrentypus eine Mauerspreizung von 3 : 1 auf. Diese Geometrie wäre für die Lasteinleitung in dem vorgefundenen V-Tal als äußerst günstig anzusehen.

Tektonisch gesehen läge eine zukünftige Sperre im Bereich einer Sattelstruktur oder, wie A. TOLLMANN (1976, Tafel 4) angibt, in der sogenannten Kaibling-Antiklinale. Die Gründungsfläche würde somit auf der Zerurzungszone dieser Struktur zu liegen kommen. Daraus ergibt sich die Frage nach den dabei aufgerissenen Längsklüften in Ost-West-Richtung und deren Tiefenerstreckung. Daß die Sperrstelle auf einem Gewölbescheitel liegen könnte, wird auch von W. DEMMER (1983) nicht ausgeschlossen. Diese Tatsache wäre bei einer Untergrundversiegelung und bei möglichen Verkarstungen von entscheidender Bedeutung.

Nach einer kluftstatistischen Auswertung der im geologischen Bericht von W. DEMMER (1983) angegebenen Trennflächenverteilung erhält man eine deutliche NW-SE-Haupttrichtung. Im geplanten Sperrabschnitt ist sie für den Bachverlauf verantwortlich. Die Nebenrichtung in NE-SW ist dagegen nicht scharf ausgeprägt. Ermittelt man den Bruchwinkel 2α , so ergeben die 101° den zwingenden Hinweis, daß hier eine duktile Verformung vorliegt. Die σ_1 -Richtung – aus 186° kommend – liegt im größeren Öffnungswinkel! Dies zeigen auch die Vergenzen der nahezu W-E-verlaufenden Faltenzüge im Bereich des geplanten Sperrnobjektes (Abb. 14a).

Die einengende Hauptkomponente wird im kalkalpinen Raum häufig über die aus der regionalen Tektonik bekannten Erscheinungen (Falten, Flexuren, Überschiebungsrichtungen etc.) abgeleitet. Diese Vorgangsweise

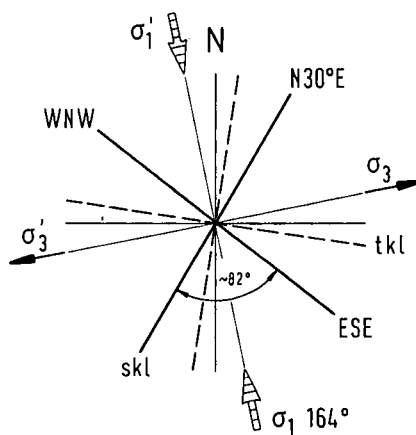
Sperre Kaiblingmauer
W. DEMMER (1983)



48 Messungen

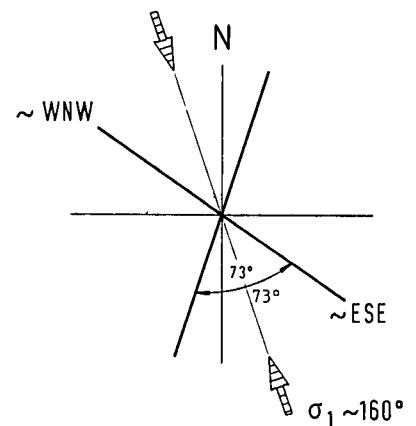
a)

Wetterinstollen – Ost
W. NOWY (1988)



b)

Hochstegbrücke, Schwarzatal
R. SCHWINGENSCHLÖGL (1988)



480 Messungen

c)

Abb. 14.

Kluftlagen im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen.

a) Klufttrichtungen im Hauptdolomit der Kaibling-Antiklinale.

b) Das lokale Spannungsfeld im Wetterinstollen-Ost, zur Zeit der Kluftbildung.

———— = Scherklüfte (skl), - - - - = Trennklüfte (tkl).

c) Trennflächenausbildung im Wettersteindolomit des Schwarzatales.

stellt ein subjektives, aber unerläßliches Hilfsmittel bei der Beanspruchungsanalyse dar. Sie ist aber rein deduktiv und wurzelt in der regionalgeologischen Kenntnis und der Tatsache, daß die Ostalpen ihre Hauptbeanspruchung aus Süden bis Südosten erfahren haben. Wenn eine Schar des konjugierten Flächensystems dabei nicht ausgebildet ist, so kann dies auf unterschiedliche Kräfteinwirkungen hindeuten.

4.4.2.3. Der Wetterin-Stollen Ost

Anders als bei der Kartierung von Klüften in der geplanten Gründungsfläche der Bogenstaumauer Kaibling, ist im Wetterin-Stollen, welcher einen Abschnitt des westlichen Teiles der 1. Wiener Hochquellenwasserleitung darstellt, vom kartierenden Geologen zwischen Scherklüften und Trennklüften schon vor Ort genau unterschieden worden.

Nach einer Auswertung der von W. Nowy (1988) zur Verfügung gestellten Stollenbänder zeigte sich eine statistische Verteilung der Trennklüfte mit einem deutlichen Maximum jeweils in N-S- bzw. E-W-Richtung.

Die im gleichen Stollenabschnitt beobachteten Scherklüfte zeigen einen Verlauf von etwa N 30° E und einen anderen Ast mit dem Maximum in ESE-WNW-Richtung.

Die σ_1 -Hauptspannung, zur Zeit der Klüftbildung, liegt von 164° nach 344° gerichtet. Das zugehörige σ_3 ist bei 254° bzw. 074° postiert.

Vergleicht man nun die Anlage der Trennklüfte und der Scherklüfte miteinander, so ist gut zu erkennen, daß die Hauptverteilung der Zugklüfte nahezu in σ_1 -Richtung liegt (eine Unschärfe wäre geologisch bedingt) und sich normal dazu diese Klüfte unter einer Zugspannung oder minimalen Druckspannung (σ_3) öffnen konnten (s. auch Abb. 14b).

Bei der Beteiligung von Haselgebirge, Gips und Anhydrit, wie für diesen Bereich im Wetterin-Stollen angegeben, kann die Beanspruchung im Kalkalpenabschnitt des Tonion mit einem Bruchwinkel von $2\alpha = 82^\circ$ als duktil angesehen werden. Also auch hier ist der hohe Anteil an sprödem Hauptdolomit durch die duktil ver-

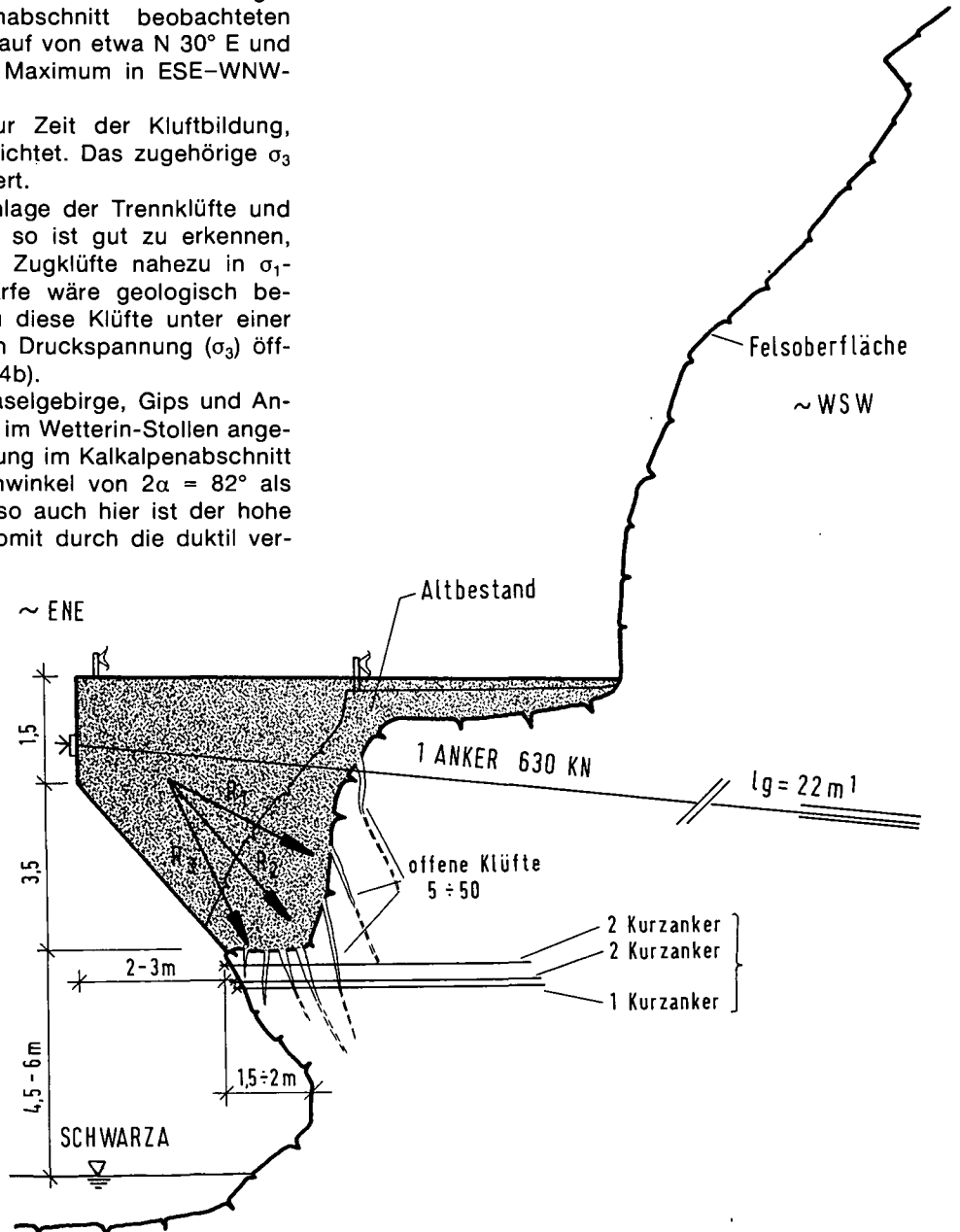
formungswilligen Gesteinsserien zu einer Erweiterung des Bruchflächenwinkels 2α „gezwungen“ worden.

Als geotechnisch-praktische Konsequenz von im Kartierungsstadium schon gesondert ausgeschiedenen Klüften konnte W. Nowy (1983) aufzeigen, daß die Wasserzutritte im Wetterin-Stollen meist aus den senkrecht zur Stollenachse stehenden Trennflächen stammen. Dies waren jene Trennklüfte, welche etwa N-S streichen (s. W. NOWY & H. PLACHY, 1989). Hingegen sind die WNW-ESE-verlaufenden Klüfte (hier Scherklüfte) geschlossene Fugen, da sie durch die σ_1 -Komponente zusammengepreßt wurden.

4.4.2.4. Die Hochstegbrücke im Schwarzatal, NÖ

Das enge, vielfach gewundene tiefe Tal des Schwarzaflusses teilt den großen Karbonatstock im Osten Österreichs in zwei Massive: In das Raxmassiv südwestlich und in den Schneebergblock nordöstlich der Schwarzta.

Abb. 15.
Profil durch den orographisch rechten Einhang im Schwarzatal. Die am weitesten auskragende Konsole wird dabei geschnitten. Lage der möglichen Resultante je nach Lastfall:
 R_1 : günstig, die Klüfte schließen sich.
 R_2 : ungünstig, Kerbwirkung entsteht.
 R_3 : ungünstig, die Klüftöffnung wird gefördert.



Im Zuge eines Brückenneubaus in einem sehr schmalen Talabschnitt wurden als Tragelemente für ein anschließendes Straßenstück Konsolenscheiben in den meist überhängenden Wettersteinkalkkomplexen vorgesehen. Aus der Anlage der Taleinhänge und wegen der exponierten Lage des Brückentragwerkes, wurde schon im Planungsstadium mit der Existenz von talparallelen Klüften gerechnet.

Eine ingenieurgeologische Feldaufnahme der Konsolenflächen erbrachte zahlreiche offene Klüfte, z.T. durchwurzelt und mit limonitischem Verwitterungsmaterial gefüllt. Diese Trennflächen konnten unzweifelhaft als Entspannungsklüfte eingestuft werden, da auch die gravitative Komponente durch überhängende Felspartien einen ebenso wichtigen Faktor darstellt.

Es wurden 480 Klüftstellungen gemessen, welche statistisch gesichert zwei Klüftscharen gleicher Besetzungsdichte erbrachten. Eine NNE-SSW Richtung kombiniert mit einer zweiten, etwa WNW-ESE-verlaufenden Klüftchar fordert eine Haupteinengung aus 160° nach 340° . Da außer dem Wettersteindolomit keine anderen Gesteine vorkommen, ist die Sprödverformung dieser Karbonatgesteine damit gut belegt, $2\alpha = 73^\circ$ (Abb. 14c).

Die NNE-SSW-dominierende Kluftrichtung stimmt gut mit dem „Weichtal“-Bruch bzw. „Höllental“-Bruch (H.-P. CORNELIUS, 1951) überein. Durch die Kenntnis der lokalen Tektonik kann man hier die Hauptnormalspannung aus den beiden gleichwertigen Klüftscharen genau mit der Richtung des Deckentransportes im Rax-Schneeberg-Gebiet in Einklang bringen.

Die als Entspannungsklüfte bezeichneten WNW-ESE-gerichteten Trennflächen stimmen im Projektabschnitt genau mit dem Talverlauf der Schwarzza überein. Da bei der Einleitung der Konsolenresultierenden (Abb. 15) befürchtet werden mußte, daß sich diese

Klüfte durch eine Spaltzugkraft noch mehr erweitern, vielleicht sogar zum Abplatzen von Teilen der freien Felsböschung Anlaß geben könnten, wurden entsprechende technische Maßnahmen vorgesehen. Knapp neben und unterhalb der Konsolensohle wurden insgesamt fünf Anker angeordnet, welche die Aufgabe hatten, ein weiteres Klüftöffnen zu verhindern. Um beim Ankerspannen das Gebirge infolge der offenen Klüfte nicht zu zerbrechen, wurden die Trennflächen ausgeräumt und mit einer Zementsuspension drucklos gefüllt. So konnte ein für die Ankerlasteinleitung einheitliches Gründungsgebirge geschaffen werden.

4.4.2.5. Lawingalerie Schwarzatal

Durch Felsfreileigungsarbeiten im Schwarzatal für eine Lawingalerie nahe dem Großen Höllental konnten für die Deutung bruchhafter Deformationsvorgänge im Gebirge weitere Aufschlüsse im Karbonatgestein benützt und kartiert werden. Die als Gewölbe konzipierte Lawingalerie wurde berg- und talseits in Wettersteinkalke eingebunden. Zum Teil mußte hierfür die Überlagerungszone einer bis zu 8 m mächtigen Randmoräne beseitigt werden.

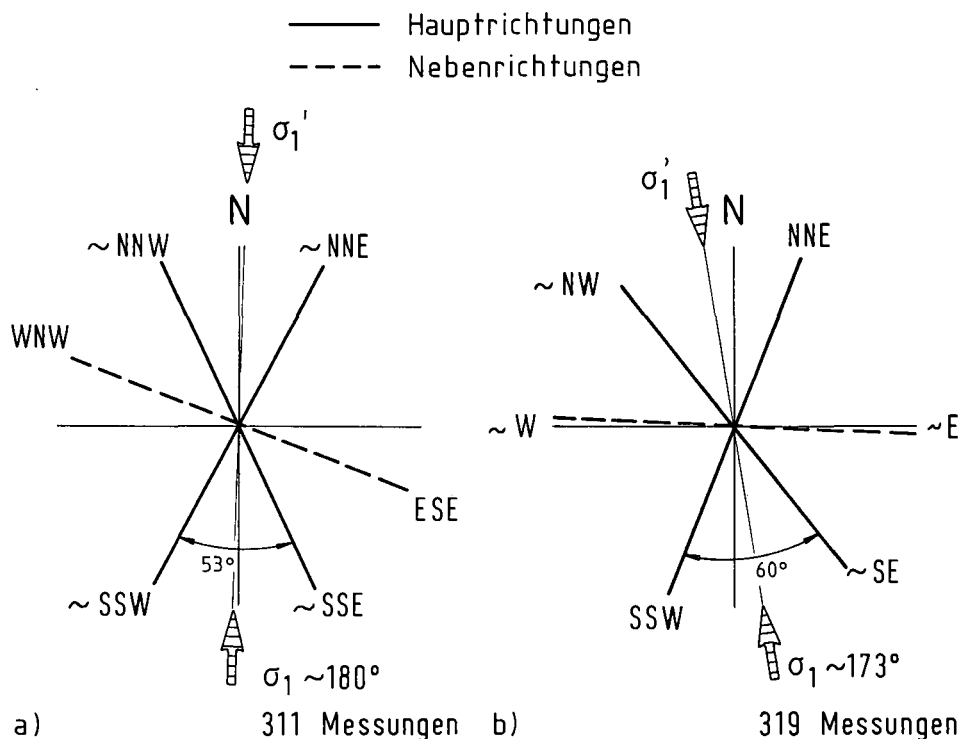
Aus 311 Klüftmessungen in den Sohlflächen der Pfeilerfundamente wurde ein bezüglich der N-S-Achse symmetrisches Klüftsystem vorgefunden, welches auch morphologisch als gleichwertig anzusehen war und eine Hauptspannungsrichtung (σ_1) von S nach N impliziert. Die dritte Kluftrichtung nach WNW-ESE entspricht der Schwarzatalung (Abb. 16a).

Aus dem Öffnungswinkel $2\alpha = 53^\circ$ zwischen den entsprechenden Klüftscharen ist eindeutig eine spröde Gesteinsdeformation abzulesen. Die Lithologie des Wettersteinkalkes mit seinen dolomitischen Bereichen spricht ebenfalls für diese Verformungscharakteristik.

Abb. 16. Klüftdiagramme aus den östlichen Kalkalpen mit der ermittelten Hauptnormalspannungsrichtung. Man beachte die gute Übereinstimmung im Bruchflächenwinkel 2α . Gründungsgesteine bei beiden Felsbauaufgaben waren mitteltriadische Wettersteinkalke/dolomite.

R. SCHWINGENSCHLÖGL (1988) Lawingalerie, Schwarzatal

R. SCHWINGENSCHLÖGL (1988) Hangbrücke, Piestingtal



Aus der Richtungsanalyse der größten Hauptnormalspannungen leitet sich eine Ost-West-Komponente für die kleinste Hauptspannung σ_3 ab.

4.4.2.6 Hangbrücke – Piestingtal

Als Beispiel für ein Felsbauvorhaben im östlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen werden die Gebirgs- und Fundierungsverhältnisse einer am orographisch rechten Einhang errichteten Hangbrücke (= Nordhang des Dürrenberges) des unteren Piestingtales herangezogen.

Als Gründungsgesteine sind mitteltriadische Kalke und Dolomite bis zu mergeligen Kössener Schichten der Obertrias anzugeben. Die Brückenpfeiler wurden in einem vermuteten, alten Bergsturzareal zum Teil in 10–14 m tiefen Brunnen gegründet. Der Fundamentkörper selbst bindet noch zusätzlich mehr als 2 m in das Karbonatgebirge ein.

Die Bergsturzmasse äußerte sich allerdings weder in einer auffälligen Hangoberfläche, noch in einem besonders tektonisch beanspruchten Gründungsfels. Es wurden bis auf den Abschnitt in den Kössener Schichten meist ausreichende mächtige Kalke bis Dolomite mit einem durchwegs guten Erhaltungszustand vorgefunden.

Die statistische Trennflächenanalyse erbrachte eine Nebenklufschär, welche in W–E Richtung verläuft. Diese sind bis zu 10 cm geöffnet, nicht verfüllt und rühren aus der gravitativen Komponente des Hanges her.

Es sind keine Trennklüfte, sondern sie resultieren aus der noch aktiven, langsam kriechenden Bewegung dieses Hangteiles. Davon zeugen auch Klüfte mit sehr scharfen, bestens zueinanderpassenden Klufufern in den Mergelkalcken der Kössener Schichten. Die konjugierten und in ihrer Häufigkeit gleich stark vertretenen Trennflächenscharen der Kalke und Dolomite liegen einerseits in der NNE–SSW und andererseits in der NW–SE Richtung. Die sich daraus ergebende Hauptnormalspannung σ_1 liegt bei 173° gegen 353° . Das σ_3 ist fast E–W orientiert (Abb. 16b).

Ein Vergleich der σ_1 -Komponente mit der tektonischen Karte von A. TOLLMANN (1976) zeigt, daß die Deckenstirn der Gölledercke mit der Mandling-Schuppe – in diesem Abschnitt liegt dieses Felsbauvorhaben – ungefähr SW–NE verläuft. Dies müßte schon eine Drehung der Einengungsrichtung von S bis SE nach N bis NW fordern, wenn man die Vergenzen als richtungsrelevant ansieht.

Tatsächlich herrscht, wie dies auch die beiden Felsbauvorhaben im Schwarzatal bruchtektonisch erhärten, eine deutliche Druckrichtung von S nach N vor. Das Abbiegen im östlichen Teil der NKA in die karpatische Richtung (nach Nordosten) liegt eben in der Unnachschiebigkeit des konsolidierten Blockes der Böhmisches Masse im Untergrund begründet.

Was die Verformbarkeit der Gesteine betrifft, so ist der Umstand der spröden Deformation von Kalk- und Dolomitgesteinen mit einem Bruchflächenwinkel von $2\alpha = 60^\circ$ gut belegt. Ebenso ist die Richtung der Haupteinengung von etwa S nach N anzusetzen.

Dieser Bereich des Hanges zeigt sehr deutlich, daß hier doch eine einheitliche Karbonatgesteinsmasse vorliegt, welche in Form einer den Verband währenden Bewegung abgegangen ist (?).

Um die meist quer zur Pfeilerschaftrichtung verlaufenden offenen Klüfte bei Lasteinleitung bautechnisch

besser beherrschen zu können, wurden in drei Fundamenten umfangreiche Injektions- und Ankermaßnahmen vorgenommen. Da sich die Klüftöffnungen in Richtung Talgrund rasch verkleinern, mußten die Ankerrichtungen normal zu diesen Trennflächen angesetzt werden, um so eine weitere Öffnung zu vermeiden. Einen Teil der Pfeilerlasten konnte dadurch tiefer in das Karbonatgebirge eingeleitet werden.

Häufig auftretende Kleinkarsterscheinungen bewirkten eine hohe Gebirgsdurchlässigkeit. Diese wurde durch erhebliche Injektionsgutmenngen weitgehend vermindert und bildete die Voraussetzungen, die erforderlichen Ankerhaftkräfte in das Gebirge zu übertragen.

4.4.2.7 Gscheidl-Stollen

Der hohe Brennholzbedarf für die Hammerwerke im niederösterreichischen Alpenvorland führte bereits in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts zu einem eklatanten Mangel dieses Energieträgers. Auch die Großstadt Wien wurde zunehmend mit Klafterholz aus dem Raum Göller-, Gippel-, Rax- und Schneeberg-Gebiet versorgt (H. KILLIAN, 1977).

Um die nötigen Holzmengen aus dem Gebiet des Neuwaldes rasch zu den Verbrauchern im Schwarzatal (Abb. 17) und an den Kaiserhof in Wien zu bringen, ersann ein einfacher Holzknecht namens Georg HUEBMER zu Beginn des 19. Jahrhunderts einen Durchschlag unter das Gscheidl (das ist ein Sattel zwischen Gippel, 1669 m, und Lahnberg, 1594 m). Unter Ausnützung der Quellen im Tal der Stillen Mürz, welche HUEBMER geschickt schon kurz nach dem Quellaustritt aufstaute, leitete er zur Zeit der Frühjahrsschneesmelze diese Wässer gesammelt zu einem Stollen, welcher 45 m unterhalb des 1134 m hohen Gscheidl-Sattels lag.

Auf diese Weise wollte HUEBMER, auch unter dem Namen „Raxkönig“ bekannt, das Klafterholz „durch den

Legende :

- ☒ Gscheidl - Stollen
- P Preinbach

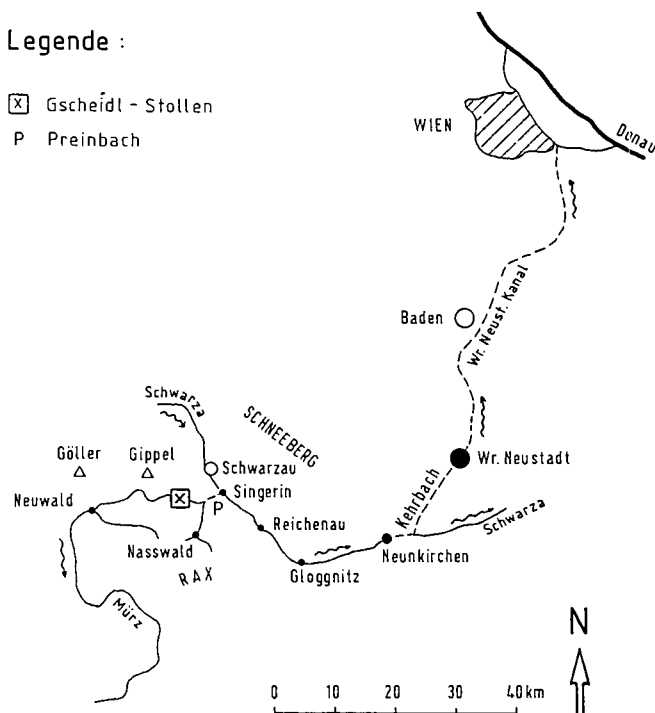


Abb. 17. Übersichtsskizze zur Lage des Gscheidl-Stollens und der Gewässersituation im Rax-Schneeberggebiet. Nach H. KILLIAN (1977), verändert umgezeichnet.

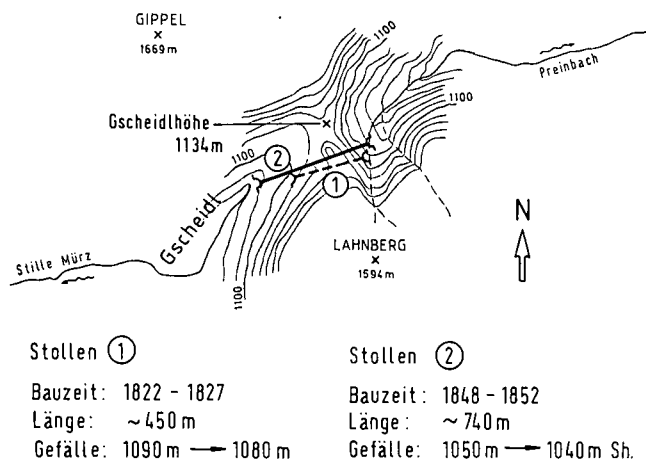


Abb. 18.
Lage der beiden Schwemmstollen unterhalb der Gscheidhöhe.

Berg“ in das östlich angrenzende Preintal schwemmen. Mit einfachen geodätischen Meßinstrumenten bewerkstelligte es HUEBMER am 18. 8. 1822, den Ansteckpunkt an der Westseite des Gscheid-Sattels zu fixieren (H. KILLIAN, 1977), (Abb. 18).

Nach nur fünf Jahren wurde 1827 der Durchschlag eines 450 m langen Stollens, welcher in Richtung von 245° nach 065° leicht fallend angelegt war, vollzogen.

Von diesem damals (?) längsten Stollen Österreichs, der nach KILLIAN 3,8 m breit und ebenso hoch gewesen sein soll, fehlte im Jahre 1987 jedoch jede Spur. Auch über die vermutliche Lage dieses Stollens konnte die zuständige Forstverwaltung in Kernhof nur ungefähr Auskunft geben. Bei einer Begehung im Sommer 1987 hatte ich erstmals Gelegenheit, die Lage der beiden Stollenportale des sogenannten „unteren Stollens“ zu betreten (Abb. 18).

Der Sohn des großen G. HUEBMER hatte nämlich in den Jahren 1848–52 einen zweiten Schwemmstollen angelegt, welcher bereits die respektable Länge von ca. 740 m aufwies. Da er auch eine Richtung von 250° nach 070° gewählt hatte, ist der Höhenunterschied zwischen der Sohle des oberen (älteren) und dem First des unteren (jüngeren) Stollens etwa 36 m. Das Westportal dieses Stollens liegt in 1050 m Sh, jenes des älteren in 1090 m Sh (Abb. 18).

Der 740 m lange Stollen hat heute noch eine lichte Weite von etwa 2,5 bis 2 m, eine lichte Höhe von ebenfalls 2 bis 2,5 m und ist noch etwa 150 m tief vom Westportal begehbar.

4.4.2.7.1. Petrographie des Gscheid-Stollens (Westlichster Abschnitt)

Die angefahrenen Gesteinsserien sind Brekzien bis Konglomerate der Gosau (Oberkreide). Es sind meist matrixgestützte, schlecht sortierte Grobklastika, welche Komponenten von dunkel- bis hellgrauen Kalken bis zu 30 cm Durchmesser führen. Das Bindemittel ist ein feinsandiges, schluffig-toniges, ziegelrotes Material. Der Erhaltungszustand dieser Klastika bis zum Stollenmeter 42 war als sehr gut bis gut zu bezeichnen. Ab dieser Stationierung ändert sich der Gebirgs-habitus und geht in ein nur mäßig verfestigtes, ebenfalls matrixgeschütztes Konglomerat mit Geröllen bis zu 40 cm Korndurchmesser über. Als Matrix fungiert hier feinsandiger Schluff. Bis zum Kartierungsende bei 103 m wechselt der Gesteinszustand mehrfach.

Im Abschnitt 69–78 m sind beide Ulmen und die Firste mit einer 2–5 mm dünnen, auffällig genarbtten Kalksinterschicht überzogen. Sie ist von ziegelroter Färbung und trägt auf ihrer Innenseite (= Bergseite) kantige und gerundete, feinkiesgroße Gesteinsteilchen. Die Außenseite ist abgerundet und nuppig.

Interessant dabei ist ein stabilisierender Effekt. In den Konglomeratabschnitten gibt es nämlich oft m²-große Flächen, die nur aus Matrix bestehen und deren Bergfeuchte relativ hoch ist. Beim Herausbrechen floß sandig-toniges Bindemittel regelrecht aus. Auch in Abschnitten mit normaler Komponenten-häufigkeit (d.s. etwa 60 % Komponenten, der Rest ist Bindemittel) ist bei Wegschlagen dieser Sinterschale Gesteinsmaterial sofort nachgebrochen. Diese Karbonathaut hat sich nämlich, wie es eine aufgespritzte Torkretschale nicht besser könnte, insgesamt um beide Ulmen und den First satt angelegt. Sie stützt damit entscheidend „den alten Mann“, der sich in fast 140 Jahren Standzeit gebirgsmechanisch wohl etwas verändert hatte. Diese kurzen Stollenabschnitte sind aber trotz der stark kalkigen Sickerwässer und gerade wegen des „Sinter-teppichs“ noch immer als ausreichend standsicher zu bezeichnen. Im Abschnitt 50–60 m liegen die Konglomerat-komponenten gut eingeregelt vor. Desweiteren sind bis zu 60 cm mächtige Sandsteinbänke im feinkörnigen Konglomerat zwischengelagert.

4.4.2.7.2. Betrachtungen zur Stollengeometrie

Im Abschnitt zwischen Stollenportal und dem 1. Verbruch bei 43 m (Abb. 19) liegt ein massiges Gebirge vor. Der Verwitterungszustand ist als frisch, die Gesteinsfestigkeit als gut, die Verbandsfestigkeit als sehr gut und die Klüftung als mittelständig anzugeben. Aus einigen noch ausgezeichnet erhaltenen Bohrlöchern, die mit dem Meißel leicht drehend geschlagen wurden, erkennt man, daß die Abschlagstiefe im Durchschnitt 60 cm betrug.

Der Stollenquerschnitt 2,5x2,5 m kann im portalnahen Teil noch immer als maßhaltig bezeichnet werden. Das bedeutet, daß der Auflagerungsdruck bei Überlagerungshöhe von 20 m, bzw. die Druck-Trajektorien trotz der Anweisungswirkung (im Sinne von L. MÜLLER, 1963) der beiden oberen Ecken, problemlos in die Ulme abgeleitet wurden. Nach dem 1. Verbruch (Abb. 19) liegt, bedingt durch den Gesteinswechsel zu einem nur mäßig gefestigten Konglomerat, ein Stollenquerschnitt von 2x2 m vor.

Bedenkt man, daß HUEBMER von 1848–1852 wahrscheinlich einen Stollen von 2,5x2,5 m ausgebrochen hatte und auf die Stollensohle im Verlauf von 140 Jahren Gesteinsschutt und Schlamm abgelagert wurden, so ist die ursprüngliche Stollenhöhe noch einigermaßen rekonstruierbar – die Breite hingegen nicht.

Entweder wurde der Ausbruchquerschnitt schon mit 2,5 bzw. abschnittsweise 2 m angesetzt, oder die Tektonik dieser eingeklemmten Gosau-Ablagerung hat zu einer Querschnittsverkleinerung beigetragen? Man sieht es offenbar auch daran, daß das Stollenprofil, je weiter man in den Berg hinein kommt, sich immer mehr der Kreisform nähert. Nach F. MOHR (1963) läßt sich diese Formänderung vom Quadrat- zum Kreisquerschnitt auch mit den Spannungsverläufen um ein Rechteckprofil erklären, bei dem das Gebirge wegen einer Festigkeitsüberschreitung die in den Ecken auftretenden

SCHNITT 1-1

Station 43,8 ÷ 48,6, Verbruch

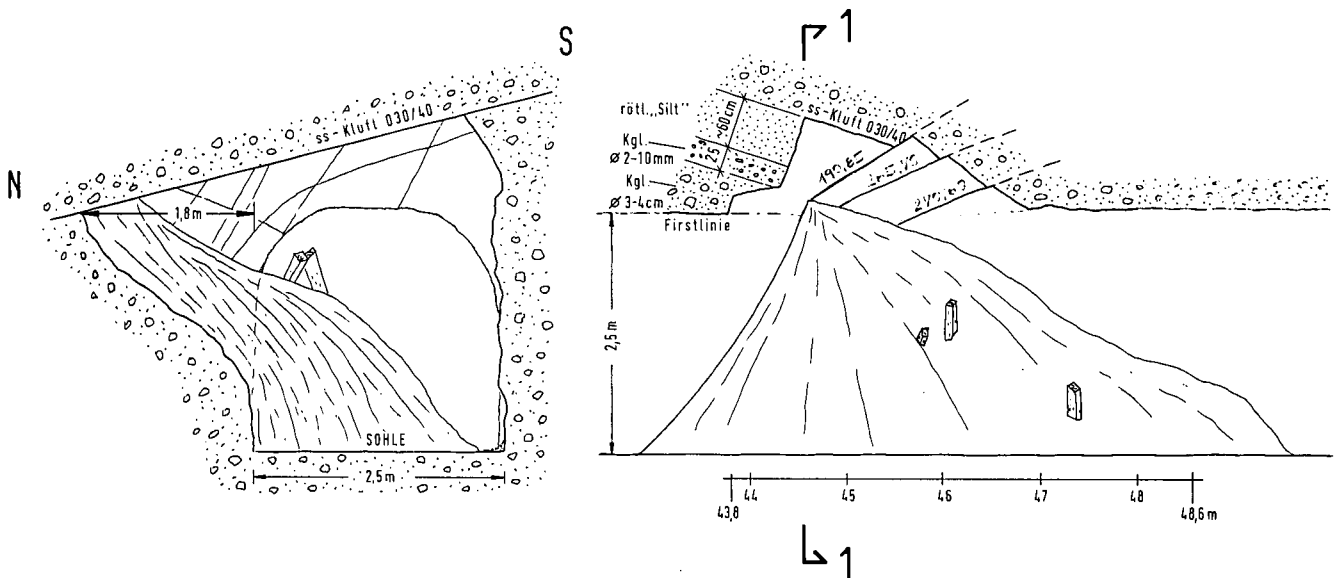


Abb. 19.
Schemaskizze des gefügebedingten Verbruches im Gscheidl-Stollen.

den Radial- und Tangentialspannungen nicht mehr aufnehmen kann und so diese Ecken „selbsttätig“ ausrundet.

Im Abschnitt von Stat. 60 bis etwa 80 m liegt mindestens 1 m Sediment auf der Stollensohle. Rechnet man diesen Betrag zur lichten Höhe hinzu, so erhält man etwa 3 m. Da aber die Breite mit 2 bzw. 2,5 m ziemlich konstant weiterläuft, könnte theoretisch auch die horizontale Komponente der Hauptnormalspannungen größer als die vertikale sein.

Dies paßt auch zur Gesamttektonik in diesem Raum, welche als „Quetschstreifen“ bezeichnet werden kann. Die Tektonik während der Oberkreide könnte demnach bis heute in der σ_1 -Komponente noch sehr schwach wirksam sein. Das σ_1 müßte dabei in S-N-Richtung angreifen.

Ansätze für Einengungsmechanismen aus einem latenten tektonischen Geschehen kann man in den Ostalpen annehmen, welche sich auf den Habitus der Klufsysteme auswirken. Für die bayrischen Alpen gibt H. KASTNER (1971) an, daß sie sich in nur 103 Jahren (von 1801–1904) um $\frac{1}{4}$ m der Stadt München genähert haben.

Im Bereich von 95 bis 98 m beträgt der Ausbruchquerschnitt wieder 2,5 m. Es mußte die Stollenstrecke vermutlich durch leicht druckhaftes Gebirge und Wasserandrang mit einer einfachen Türstockzimmerung gesichert werden. Bei der Stollenkartierung wurde eine Schüttung von 0,05 l/sek. gemessen. Bis zur Station bei etwa 103 m wurde das Gebirge ungestützt belassen. Der Zustand dieser Strecke mit den mäßig verfestigten Konglomeraten hat sich in den 140 Jahren sicher verschlechtert. Faustgroße Blöcke auf der Sohle beweisen eine altersbedingte Auflockerung des Gebirges.

4.4.2.7.3. Tektonik und Trennflächen

Der Gscheidl-Stollen liegt an der sogenannten „Puchberg-Mariazeller-Linie“ zwischen der Göllerdecke

und der Schneebergdecke. Diese Gosau ist nach A. TOLLMANN (1976) insgesamt in die Bruchtektonik miteinbezogen und unterlag selbst der durch Deckenschübe ausgelösten Schermechanik.

Die beiden Stollen liegen nahezu parallel zur Streichrichtung der Gosau am Gscheidl. Eine kluffstatische Auswertung erbrachte ein äußerst locker geregeltes Trennflächengefüge, bei dem nur die Klüfte um die E-W-Richtung eine gewisse Häufigkeit erkennen lassen. Da in den Grobklastika im Gscheidl-Stollen keine eindeutigen Maxima auftreten, liegt es nahe, die definierbaren Klufflagen als einen Ausdruck einer Einengungs- bzw. Quetschtektonik zu interpretieren. Die Ableitung von Hauptspannungsrichtungen „allein aus der bruchtektonischen Auswertung liefert kein brauchbares Ergebnis, sodaß man auf andere Spannungsindikatoren angewiesen ist.

Aus der Stollengeometrie, der möglichen Verengung in der N-S-Richtung und aus der Tatsache von bekannten Transportrichtungen der kalkalpinen Decken leitet sich eine Hauptnormalspannung σ_1 von S nach N ab. Die kleinste Spannungsrichtung wäre hier eben in der E-W-Richtung anzusetzen.

4.4.2.7.4 Gebirgsqualität im Gscheidl-Stollen

Im portalnahen Abschnitt findet man bis zur Station 40 m wenige, offene Klüfte, deren Normalabstand zwischen 4 und 6 m liegt. Trotz der Öffnungsbeträge der Klüfte von 20–50 mm ist der Stollen mit nur wenigen Metern Überlagerung als standfest zu bezeichnen. Die massigen Konglomerate bis Brekzien sind kaum geklüftet und neigen zu sprödem Materialverhalten. Dies drückt sich in Rißbildungen quer durch die Komponenten aus.

Von Station 40 bis zum Kartierungsende bei 103 m werden die grobklastischen Gesteine häufig von dm-mächtigen Sandstein- bis Schluffsteinlagen unterbrochen. Sie liegen im Schichtgefüge (ss) und sind für kleinere Ausbrüche verantwortlich. Dieser Abschnitt ist

als nachbrüchig zu klassifizieren und wird von unterschiedlich ausgebildeten Klüften geprägt (siehe Stollenband = Karte 1). Durch die lange Standzeit (fast 140 Jahre) hat sich bereits ein neuer Spannungszustand eingestellt.

Im Abschnitt W-Portal bis Station 40 m liegt im Profil folgender schematischer Spannungsverlauf vor: (Abb. 20).

Der mit „2“ bezeichnete Abschnitt stützt sich an den Kämpfern ab.

Durch die gute Gebirgsqualität ist der First weitgehend spannungsfrei und daher standfest. Die grobblockigen Kluffkörper haben außerdem noch genug Verspannung, um das Gewölbe auszubilden.

Von Station 48–103 m gibt es nur mehr eine einzige offene Kluft – der Rest der Trennflächen ist geschlossen. Hier kam es aber trotzdem zu echten Nachbrüchen, denn die Matrixfestigkeit hat sich im Laufe der Jahrzehnte und unter dem Einfluß der Verwitterung (Temperaturschwankungen und Bergwasser) stark erniedrigt, sodaß aus der Stollenleibung vor allem in den matrixreichen Abschnitten Konglomeratkomponenten herausbrachen.

Das Spannungsschema für diesen Abschnitt kann wie folgt interpretiert werden (Abb. 21):

Die Stützzlinie des Gewölbes liegt flach und die in ihrer Richtung wirkenden Normalkräfte drücken die Klüfte zusammen. Offenbar sind in diesem Bereich die horizontal wirkenden Spannungen aus der „Quetschtechnik“ des Gosaaustreifens noch so groß, um den für die gute Verspannung notwendigen Druck aufzubringen.

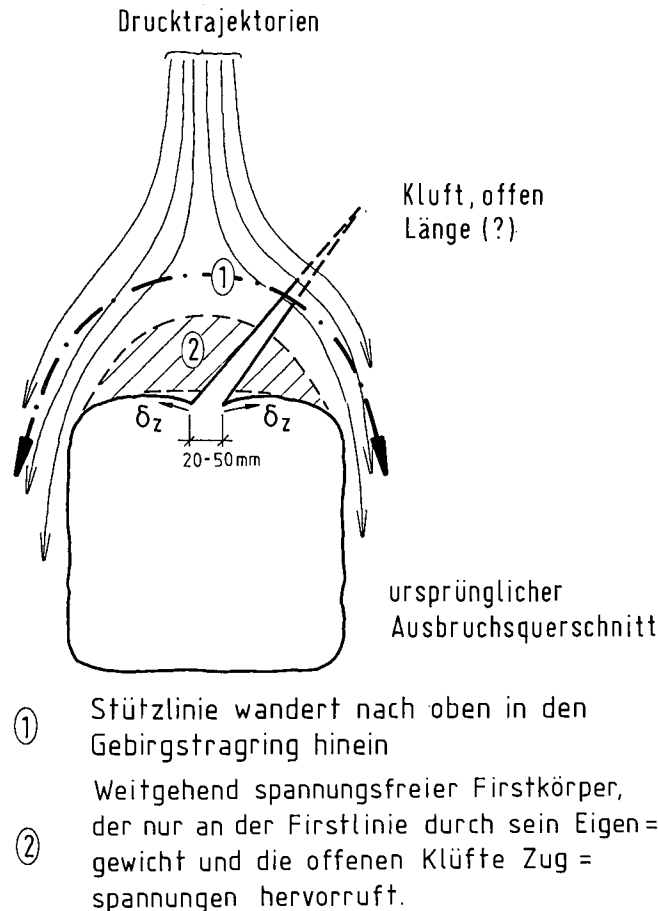


Abb. 20. Schematische Darstellung der Lastübertragung von der Firste in die Ulme bei einer offenen Kluft in der Stollenkalotte.

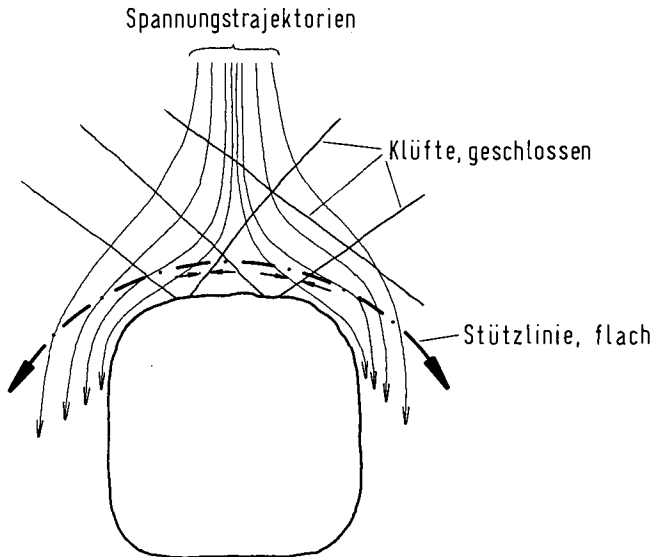


Abb. 21. Verlauf der Spannungstrajektorien sowie die Lage der Stützzlinie bei geschlossenen Klüften.

Der leichte Türstockausbau in den druckhaften Bereichen hat offenbar ausgereicht, das Gosagebirge in den matrixreichen Stollenabschnitten zu stützen.

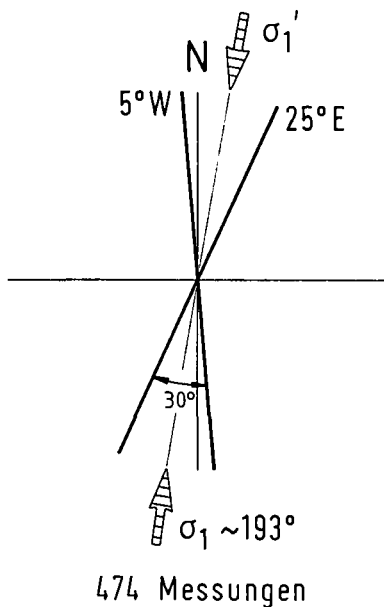
4.4.3. Zusammenfassung und Vergleich von Kluffsystemen im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen

Kluffstatistische Analysen aus dem behandelten Gebiet zeigen fast nur aus dem Süden angreifende Kräfte, von denen eine σ_1 -Hauptnormalspannung abzuleiten ist (Abb. 12,14,16). Dazu seien aber einige kritische Gedanken angebracht:

Ist nun das Mohr-Coulomb-Kriterium alleine geeignet zur Beantwortung der Frage, ob immer aus dem kleineren Bruchflächenwinkel 2α die Lage der größten Hauptnormalspannung abzuleiten ist? Oder bringt nicht die regionalgeologische Kenntnis des Bearbeiters hier schon eine Antwort. Die Vergenzen, die Harnischströmungen, die Styolithen und die Überschiebungs- bzw. Aufschiebungsbahnen bieten ja schließlich genug Möglichkeiten!

Nach G.D. ASHGIREI (1963) ist zur Ermittlung der Deformationsachsen in einem räumlichen Spannungszustand die Verschiebungsrichtung von mindestens einer Scherflächenschar notwendig. Nur so wären Zug- und Druckquadranten festzulegen. Leider ist dies im Gelände nicht immer möglich. Zusätzliche Kenntnisse von Harnischströmungen – so umstritten ihre mechanische Deutung auch sein mag – Styolithen und Vergenzen sind damit unumgänglich, um so die Lage der drei Verformungsachsen einigermaßen festzulegen. Wird diese Zusatzinformation in die mechanische Erklärung mit einbezogen, so könnte man zumindest über die Größe des Bruchflächenwinkels 2α diskutieren. Daraus wäre dann eine Spröd- oder Duktilverformung abzuleiten. Aus mehreren kluffstatistischen Analysen in den Bayerischen Nördlichen Kalkalpen ergibt sich, daß in jenem Kalkalpenabschnitt, welchen SCHMIDT-THOMÉ (1954) erstmals bruchtektonisch bearbeitet hatte, der Bruchflächenwinkel 2α im Durchschnitt etwa 40° beträgt.

R. SCHWINGENSCHLÖGL (1981)
Frankenfelder Decke



474 Messungen

Abb. 22.
Kluftrichtungen (Scherklüfte) in der Frankenfelder Decke (Abschnitt Pielachtal) als Beispiel einer erzwungenen Sprödverformung.
Siehe auch Kapitel 4.4.1.

Dies deutet, bei annähernd gleicher Deformationsgeschwindigkeit, auf eine Sprödverformung des Gebirges hin. Eine Ausnahme bildet eine Kluftröse im Cenoman der Nördlichen Kalkalpen, deren 2α zwischen $80-120^\circ$ liegen. Der Grund für diese offensichtlich duktile Gebirgsverformung ist im gehäuftem Auftreten von ton- und sandreichen Gesteinsabfolgen zu suchen.

Für die bruchmechanische Analyse des östlichen Kalkalpenabschnittes standen, einschließlich der Störungen, der Liasspalten und der Kluffstellungen aus den größten Höhlen im Toten Gebirge, nahezu 3000 Messungen zur Verfügung. Daraus leitet sich (Abb. 12, 14 und 16) eine generelle Haupteinengungsrichtung der Nördlichen Kalkalpen von SSE nach NNW ab. Ohne nun auf die bekannte Beanspruchungsrichtung hinsichtlich Bildung der Ostalpen hinzuweisen, ergibt sich

schon aus den zuordenbaren Scherflächenscharen eine, noch lange nach Beendigung der Orogenese wirkende Kraft – eben die aus SSE. Das ist genau jene Richtung, die auch durch die Plattentektonik und die seismisch ermittelten Herdflächenlösungen bestätigt wird (J. LETOUZEY & P. TRÉMOLIERES, 1980).

Die Bruchflächenwinkel liegen zwischen 30 und 80° (als Ausdruck einer typischen Sprödverformung, Abb. 22) und über 100° (als Ergebnis einer duktilen Verformung). Somit zeigt sich, daß in den Nördlichen Kalkalpen die Verformungsvorgänge oft schon innerhalb kleiner Abschnitte wechseln. Dies spricht für die außergewöhnlich vielfältige Kleintektonik in fast jedem einzelnen Faziesbezirk dieses von Karbonatgesteinen dominierten Gebirgszuges.

Trotz der beachtlichen Streuung der Bruchflächenwinkel 2α aus den bisher analysierten Diagrammen der NKA, wäre es von wissenschaftlichem Nutzen, generell die σ_1 -Richtungen des gesamten Gebirgskomplexes zu ermitteln und mit dem regionalen Spannungsfeld des Kalkalpenstranges zu vergleichen.

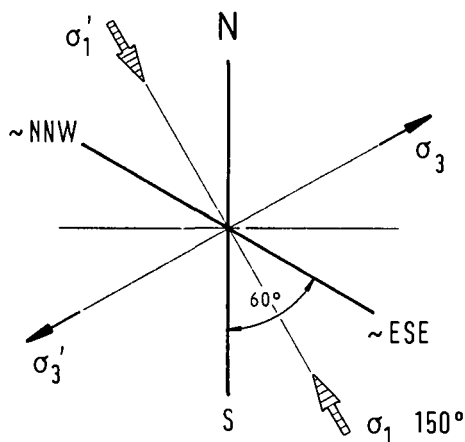
4.5. Bemerkungen zur Bruchtektonik
in der nordöstlichen Zentralzone
(Abschnitt Schottwien – Neunkirchen)

Der hier betrachtete Bereich gehört regionalgeologisch dem sogenannten Unterostalpin an. Für diesen Teil der Zentralzone scheint es außer den Arbeiten von G. RIEDMÜLLER (1967) und F. HABART (1978) wenig an bruchtektonischen Kartierungen zu geben. HABART hatte in den östlichen Ausläufern der Buckligen Welt (im Steinbruch Scheiblingkirchen) Kluftrichtungen gemessen, deren Maxima bei $270/60$ und $210/45$ liegen (Abb. 23a,b).

Vom Weg der Ortschaft Pitten zum Türkensturz im Pittental existieren ebenfalls kluffstatistische Auswertungen, deren maximale Kluffhäufigkeiten von HABART gleichwertig mit $285/55$ und $225/70$ angegeben werden.

Im NW-Teil der Buckligen Welt konnte G. RIEDMÜLLER N-S- bzw. NW-SE-gerichtete Krafrichtungen herausarbeiten, welche sich auch im Deckenbau sowie in der Hauptfaltung manifestierten. Die bruchtektonische Aus-

Steinbruch Scheiblingkirchen
(F. HABART, 1978)



Türkensturz - Weg
(F. HABART, 1978)

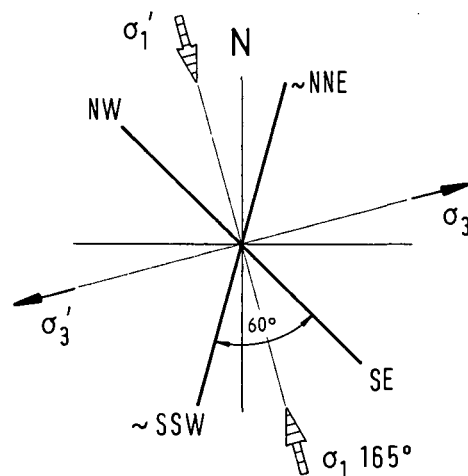


Abb. 23.
Kluffdiagramme von Scherflächenscharen aus der östlichen Zentralzone.

wirkung zeigt sich auch im Verlauf der tief eingeschnittenen Täler.

Am südwestlichen Ende des Wiener Beckens wurden noch die jungen Bruchsysteme des Beckenrandes wirksam. Außerdem ist dieses Beckenende der Zerrungstektonik des spitz zulaufenden SW-Teiles unterworfen, welche auch für die enorme Gesteinszerlegung verantwortlich ist. Dieser Beckenabschnitt steht wie das Ende eines „cracks“ unter Zugspannungen (vgl. Abb. 25a). Dies beweisen auch die noch immer andauernden langsamen Einsenkungen des südlichen Wiener Beckens.

4.5.1 Felsbauaufgaben in der Zentralzone

Für die bruchtektonische Besprechung dieser geologischen Einheit werden folgende Beispiele herangezogen:

- Böschungen in Phyllitgesteinen (R. SCHWINGENSCHLÖGL & G. PÜCHL, 1988).
- „Toppling failure“ („Kipp-Brüche“) in Phylliten (Kartierung: R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1987).
- Der Einfluß von Gesteinstrennflächen bei der Boden- und Felsklassifizierung (R. SCHWINGENSCHLÖGL & E.H. WEISS, 1985).

4.5.1.1. Böschungen in Phyllitgesteinen

Durch den Bau der Semmering-Schnellstraße, welche, aus dem Tertiär des Wiener Beckens kommend, sich über eine lange Strecke in Phylliten bishin zu den mitteltriadischen Karbonatgesteinsabfolgen erstreckt, konnten für die Erfassung des bruchtektonischen Inventars wertvolle Aufschlüsse herangezogen werden.

Zunächst ist allerdings festzuhalten, daß die Herstellung von Böschungen in diesen Phylliten hier weniger eine Frage des Trennflächengefüges, sondern vielmehr

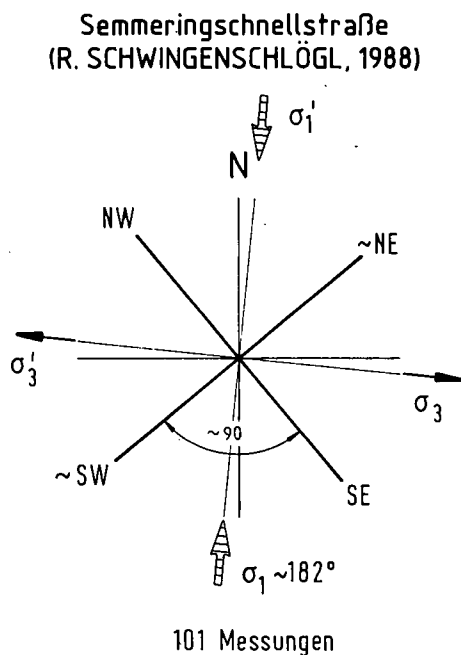
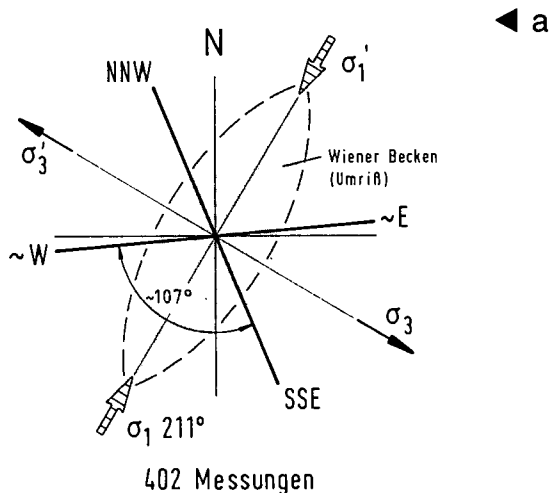


Abb. 24.
Kluftdiagramme aus den Phylliten beim Bau der Semmering-Schnellstraße S6.

Semmeringschnellstraße (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1988)



Semmeringschnellstraße (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1987)

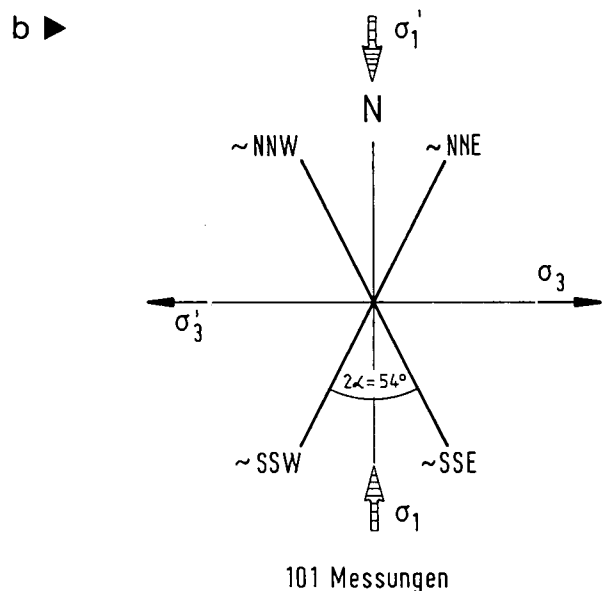


Abb. 25.
Kluftdiagramme von der Semmering-Schnellstraße im Süden Niederösterreichs.

a) Aus einem 35 m tiefen Einschnitt (bei Gloggnitz).
b) Von der Ankerwand Grasberg-Ost (bei Schottwien).

eine des Erhaltungszustandes ist. So war es nicht immer eindeutig, ob ganze Hangteile nicht schon gravitativ verlagert wurden und so eingemessene Trennflächen nicht den in-situ-Zustand wiedergaben. Erst nach erfolgten Rutschungen, welche schon kurz nach den ersten Aushubphasen einsetzten, erhielt man einen guten Einblick in das manchmal sehr tiefgründig verwitterte Phyllitgebirge.

Die ausgewerteten Klüfte erbrachten zwei Hauptscharen, welche ihre Streichrichtungen in NW–SE und NE–SW haben. Dies ergibt eine σ_1 -Hauptnormalspannung von S nach N weisend (Abb. 24).

Um den Bewegungsvektor, der für die Anlage von Scherklüften maßgebend ist, einigermaßen zu rekonstruieren, bedient man sich auch häufig der Harnische mit ihren Gleitstriemungen. Nur in diesem Gebirgstypus



Abb. 26. a) Rutschung in den Phylliten in der Böschung einer Auffahrtsrampe der Schnellstraße S6. "toppling failure" (Kippungsbruch) im Mittelteil der Massenbewegung. b) Blick von oben auf die verkippten Teilpakete der Phyllitgesteine.

konnten bloß auf den mit Myloniten belegten sf-Flächen Harnische eingemessen werden, die aber ausschließlich für die rezenten Bewegungen Aussagekraft hatten.

Aus einem weiteren Rutschgebiet – ein etwa 35 m tiefer Einschnitt – konnten zusätzliche Informationen über Kluffstellungen gewonnen werden. Die eine Schar ist in NNW–SSE- und die zweite fast in E–W-Richtung angelegt (Abb. 25a). Diese Anordnung liefert eine größte Hauptnormalspannung in der Richtung von 211 nach 031°, wenn man hier den größeren Bruchflächenwinkel als maßgebend ansieht und eine Rotation des Kluffgefüges sowie eine duktile Verformung annimmt. Des weiteren ist auch auffällig, daß diese ermittelte σ_1 -Richtung mit der Längsachse des südlichen Wiener Beckens konform geht. Die dazu normal orientierte σ_3 -Komponente ist ja für die Öffnung des jungtertiären Einbruchbeckens maßgebend.

Die Sanierung beider Rutschungen im Phyllitabschnitt der Zentralzone erfolgte durch umfangreiche

geotechnische Maßnahmen wie: Materialauswechslung, Ankerbalken mit bis zu 110 m langen Vorspannankern, Brunnengründungen und einem Stahlbetonriegel quer unter der Fahrbahn, um die beiden Einschnittshänge sozusagen „auf Distanz“ zu halten (R. SCHWINGENSCHLÖGL & G. PÜCHL, 1988).

Eine kluffstatistische Auswertung zuordenbarer Scherklüfte in der Ankerwand Grasberg Ost (Semmering-Schnellstraße) ergab eine Hauptkluffschar von NNE–SSW streichend und eine eindeutige Nebenschar von NNW nach SSE angelegt. Auch hier wird der S–N-Vorstoß der Ostalpen erkennbar (Abb. 25b).

4.5.1.2. Kippungsbruch „toppling failure“ in Phylliten

Ein für Phyllitgesteine nicht alltägliches Phänomen bot eine Hangrutschung im Bereich der schon mehrmals genannten Semmering-Schnellstraße. So wurden bei einem Hanganschnitt für eine Auffahrtsrampe die

Phyllite ohne erkennbarer Schieferung, im Zentrum dieser Rutschmasse sägezahnähnlich nach oben verschoben (Abb. 26a,b). Man kennt diese Erscheinung vornehmlich bei eng geschieferten Gesteinen oder bei solchen mit steil stehenden Trennflächen (R. GOODMAN, 1970, S. 254ff).

Bewegen sich Gesteine in einer Rutschmasse nach unten und nach außen, so ist das sich ergebende Drehmoment für die sogenannte Sperrauflöckerung im Hang verantwortlich. Es kann dadurch eine leichte Aufwölbung der Rutschmasse in Form einer lamellenartigen „Aufschiebung“ möglich werden (s. Schemata in Abb. 27a,b).

Der ursprünglich einheitlich geneigte Hang wird nach erfolgter Rutschung aus seiner Lage herausgedreht und in eine sägezahnähnliche bzw. stufige Oberfläche gebracht. Durch die Schwerkraft werden bei steilstehenden Trennflächen Einzelpakete, welche verschieden mächtig sein können, entsprechend der Gesamtbewegung verdreht. Dies geschieht gegensinnig zu dem „Rutschvektor“ R_v (Abb. 26a,b).

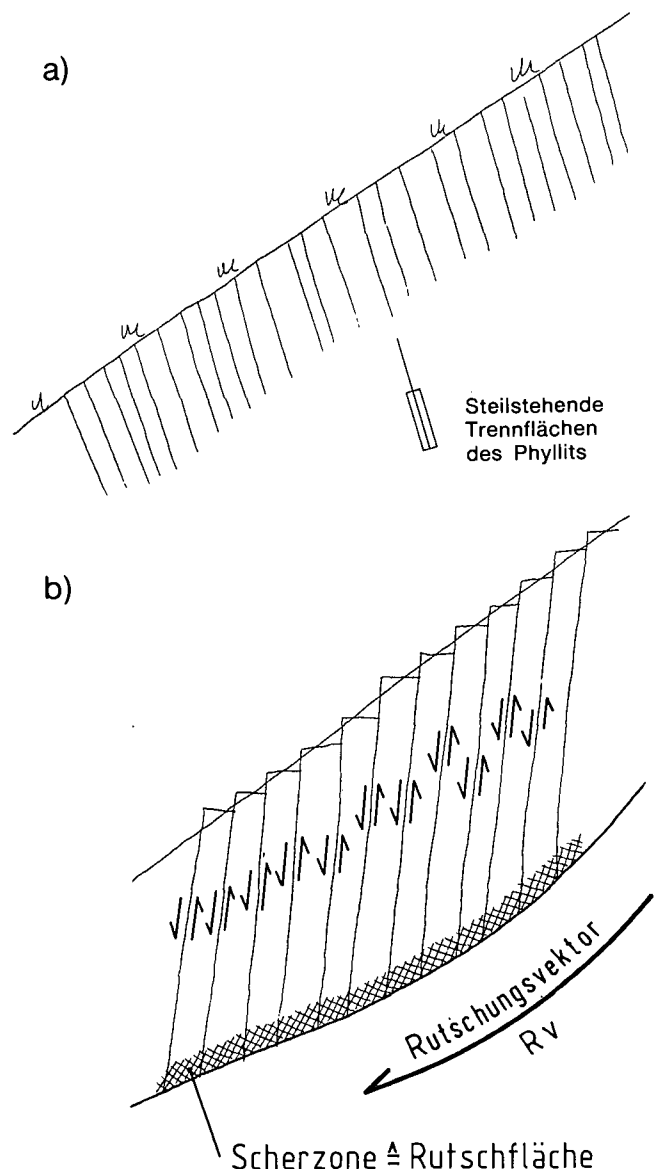


Abb. 27.
Schema des Bewegungsvorganges in der Phyllitböschung.
a) Böschung vor der Rutschung.
b) Böschungsoberfläche nach erfolgter Bewegung.

Da eine Rutschung nur dann einsetzt, wenn die abschiebenden Momente oder Kräfte größer sind als die widerstehenden, sind die bergseitigen Begrenzungen dieser steilstehenden „Teilplatten“ etwas schneller eingesunken als die talseitigen sich heben konnten. Dadurch bekommt die endgültige Hangoberfläche nach erfolgter Bewegung, dieses treppenartige Aussehen.

4.5.1.3. Der Einfluß von Gesteinstrennflächen bei der Boden- und Felsklassifizierung

Für die Ermittlung von zutreffenden Boden- und Felsklassen werden häufig nach der geltenden Ö-NORM B2205 (Fassung 1986), nur die zur Lösearbeit eingesetzten Geräte als Klassifizierungsmerkmale herangezogen. Bei einem großen Verkehrswegebau, welcher im Unterostalpin der Wechsel-Einheit trassiert wurde, sind aus technischen Gründen diese Definitionsprobleme erneut aktuell geworden.

Generell läßt sich vorweg dazu sagen, daß für eine Klasseneinteilung die Verwitterung und das Kluftsystem die entscheidenden Kriterien darstellen.

Die Verwitterung insofern, als die Lösearbeit in jedem Gesteinstyp, welcher in Österreich vorliegt, sofort zur Arbeitsweise eines reinen Erdaushubes wird, wenn die Gesteine als völlig verwittert, oder schon gänzlich entfestigt vorliegen. Hier spielen die Trennflächen, sofern überhaupt noch welche sichtbar sind, fast keine Rolle mehr. Ganz egal ob es sich um sogenannte Hartgesteine oder um Gesteine mit niedrigen 1-achsialen Druckfestigkeiten handelt.

Anders ist die Situation jedoch, wenn die Gesteine bzw. das Gebirge im unverwitterten oder angewitterten Zustand vorliegen. Hier stellen die Trennflächen (sf, ss und kl) in Verbindung mit der Angriffsrichtung des Lösegerätes die entscheidenden Faktoren dar. Auch die Verspannung des Gebirges bildet einen wesentlichen Umstand, der in der schwer zu definierenden „Verbandsfestigkeit“ seinen Niederschlag findet. Zu dem Problemkreis der Verbandseigenschaften haben besonders Ch. LEMP & O. NATAU (1985) für den Granit eigene Stellung genommen.

Einen Versuch diese Problematik nach baugelogeischen Kriterien etwas enger zu fassen haben R. SCHWINGENSCHLÖGL & E.H. WEISS (1985) unternommen und dabei an typischen Aufschlüssen erprobt, die Klassifizierung nach einem Punktesystem vorzunehmen.

4.5.2. Zusammenfassung und Vergleich

Die Kluftdiagramme in den ausgewählten Felsbauaufgaben in der Zentralzone zeigen Beanspruchungsrichtungen von der SSE/NNW-Lage in die SSW/NNE-Achse drehend (Abb. 23a,b; 24 und 25a,b).

Die Heterogenität der σ_1 -Komponente mag durch die Beckengeometrie selbst (spitzes Ende und gegen SSW-SW aushebender Trog) und durch das Einschneiden des südlichen Beckenteiles zwischen dem Oberostalpin im NW und der Zentralzone im SE begründet sein.

Die Kluftdiagramme 23a und 23b geben einen Abschnitt der Zentralzone wieder, welcher schon etwas entfernter vom Randbereich liegt. Dadurch wird der Einfluß der eigenständigen Deformationsrichtung dieser Einheit sichtbar. Während die Diagramme 24 und 25

a,b noch deutlich einen Einfluß der Bruchtektonik des südlichen Beckenendes erkennen lassen.

Bei der Unterscheidung von Boden- und Felsklassen in diesem Gebirgsabschnitt spielen die oben genannten Hauptnormalspannungen nur insofern eine Rolle, als sie das intensive Zerlegen des Gesteins besorgen. Durch die Verwitterung wird die bruchtektonische Analyse allerdings nicht mehr so aussagekräftig wie oben. Der gebirgszerlegende Einfluß der Trennflächen ist jedoch sofort zu erkennen.

4.6. Ingenieurgeologische Charakteristika zur Felsklassifizierung (Projekt 672)

Klassifizierungsprobleme für die „Erdarbeiten“ bei einem großen Autobahnbau haben den Anstoß geliefert, den Einfluß von geologisch-geotechnischen Faktoren für eine möglichst objektive Bewertung bei der Unterscheidung von Boden- und Fels ingenieurgeologisch herauszuarbeiten, wobei besonders der Unterschied der Felsklassen 6 und 7 zu definieren war. Die Zielsetzung des Projektes war daher, Vorschläge für eine zeitgemäße Erneuerung der bestehenden Ö-Norm B2205 (Fassung 1986) zu erstellen.

Um ein breites Spektrum zu erfassen, haben R. SCHWINGENSCHLÖGL & M. ROCKENSCHAUB (1990) verschiedenartige Gesteine von der Böhmisches Masse bis zur Zentralzone (allerdings vorwiegend im Osten Österreichs) herangezogen. Die Aufschlüsse (künstlicher und natürlicher Art) wurden nach modernen baugewissenschaftlichen Methoden kartiert und statistisch ausgewertet. Da nur eine gute Reproduzierbarkeit von bestimmten Parametern eine Methode adelt, wurden die wichtigsten Gesteins- und Gebirgskennwerte zunächst möglichst genau definiert. Dazu war auch ein umfangreiches Literaturstudium – vor allem jenes des angloamerikanischen Schrifttums – notwendig.

Zur abtragskonformen Bewertung des Gebirges gehören in erster Linie quantifizierbare Parameter, wie die in fast allen generellen Gebirgsklassifikationen aufscheinende einachsiale Druckfestigkeit, weiters der lineare Auflockerungsgrad, der Trennflächenabstand und die Kluftkörpergröße.

Entscheidend für uns war das „Sich-loslösen“ vom schon geotechnisch beeinflussten Begriff „Felsklasse, Bodenklasse“ und das Einführen des neutralen Ausdrucks „Abtragsklasse“.

Zur endgültigen Einstufung wurde ein Punktesystem vorgeschlagen, dessen praktische Grundlage 97 verschiedene Gesteins- bzw. Gebirgsaufschlüsse bildeten.

Zur Bewertung eines Felsaufschlusses dienen nun folgende Kennwerte:

- Die Verwitterung.
- Die Gesteinsfestigkeit.
- Der Punktlastindex oder die Rückprallhärte oder die einachsiale Druckfestigkeit: diese drei Untersuchungsmethoden sind hier als gleichwertig zu betrachten.
- Die Verbandsfestigkeit.
- Der Trennflächenabstand.
- Die Kluftkörpergröße.
- Der lineare Auflockerungsgrad.

Diese Parameter ermöglichten je nach Wichtigkeit die Punkteanzahlen festzulegen, um so eine objektive Bewertung vornehmen zu können. Einige Ausnahmen verdienen allerdings eine gesonderte Behandlung, wie geringfeste, massige Gesteine, die noch dazu unverwittert vorliegen und keine Auflockerung zeigen (z.B. Leithakalke)!

4.7. Bemerkungen zur Bruchtektonik im Tertiär des südlichen Wiener Beckens

Bei der Betrachtung einer geologisch-tektonischen Karte des Wiener Beckens fällt auf, daß die hauptsächlich von der ÖMV (= Österreichische Mineralölverwaltung) erkundeten Tiefenbruchsysteme (s. G. WESSELY, 1984) in Form und Anlage deutlich eingezeichnet sind. Hingegen wird das zugehörige Trennflächeninventar dieser jungtertiären Sedimente nur am Rande erwähnt.

Josef STINY hat bereits 1932 auf die Klüftung und junge Krustenbewegungen hingewiesen. In einer weiteren Arbeit aus dem Jahre 1951 ist er auf Kluftrichtungen in Lockersedimenten eingegangen und hat die eklatante Ähnlichkeit von Kluftrichtungen in klastischen Sedimenten und darunterliegenden Metamorphiten, an einem Beispiel im südburgenländischen Raum, eindeutig aufgezeigt. Auch die Störungen in diesem Gebiet wiesen die gleichen Stellungen auf.

4.7.1. Felsbauaufgaben in den tertiären Ablagerungen des Wiener Beckens

Als geeignete Beispiele bieten sich zwei Tegelgruben am Westrande der Beckenfüllung an.

Für diesen Zweck wurden zwei Lokalitäten einer bruchtektonischen Analyse unterzogen:

- Die Tegelgrube Leopoldsdorf (Kartierung: E.H. WEISS & R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1988).
- Die Tegelgrube Sooß (Kartierung: R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1989).

Des Weiteren wird auf die Verknüpfung von Oberflächengeologie, den Trennflächen, einigen sogenannten „aktiven“ Störungen und auf Fragen der Ingenieurgeologie eingegangen.

4.7.1.1. Die Tegelgrube Leopoldsdorf

Für die Errichtung einer Mineralstoffdeponie in der aufgelassenen Tegelgrube 15 km südöstlich von Wien waren umfangreiche baugewissenschaftliche Erkundungen notwendig. Eine geologische Kernfrage für die Situierung dieser Deponie bildete die Position des „Leopoldsdorfer Verwurfes“, welcher in der geologischen Karte, Blatt 59 Wien (W. FUCHS; 1985) klar eingezeichnet ist.

Es galt nun zunächst zu prüfen, ob der Verlauf dieser Störung – in der Karte bis an die Geländeoberfläche(!) reichend – auch in einem fast 100 m langen Bagger-schlitz, quer zur angegebenen Streichrichtung der Störung, zu finden sei.

In diesem Aufschluß wurden nun Anzeichen für eine stattgefundene Bewegung gesucht, um daraus die Relativbewegung und eine Gebirgsauflockerung angeben zu können.

Tegelgrube Leopoldsdorf
(R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1988)

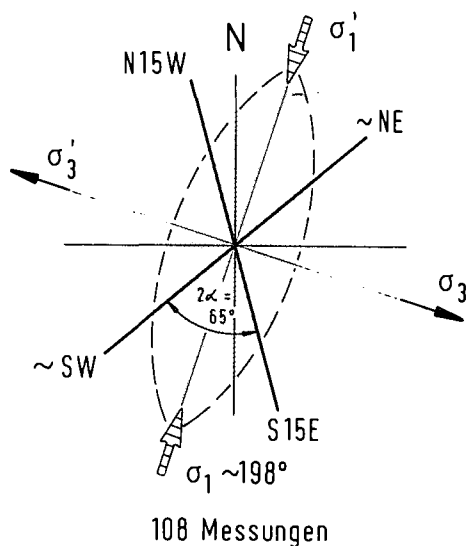


Abb. 28.
Kluftdiagramme aus den Gesteinen der Tegelgrube Leopoldsdorf südöstlich von Wien.
Der Verlauf des Wiener Beckens ist grau unterlegt.

Die Tegel sind normalerweise durch ihre feine Schichtung, die kleine Korngröße und den grau bis graubraunen Habitus charakterisiert. Bemerkenswert war die ziemlich regelmäßige Klüftung.

Kluftmessungen und deren Analyse zeigten eine Übereinstimmung in der σ_1 -Richtung mit der von NNE-NE nach SSW-SW gerichteten Kompressionszone im Wiener Becken (Abb. 28). Als größte Hauptnormalspannung ist die Richtung σ_1 (N18°E/S18°W) fast in der NNE-SSW-Orientierung angelegt. Normal zu dieser Richtung ist die kleinste Hauptspannung σ_3 als Zugspannung aufzufassen. Diese steht mit den bekannten und gemessenen Absenkvorgängen im südlichen Wiener Becken im Einklang (s. dazu N. HÖGGERL, 1980 und P. STEINHAUSER & n. HÖGGERL, 1988).

Dolomitsteinbruch, W - Mödling
(SCHWINGENSCHLÖGL, 1987)

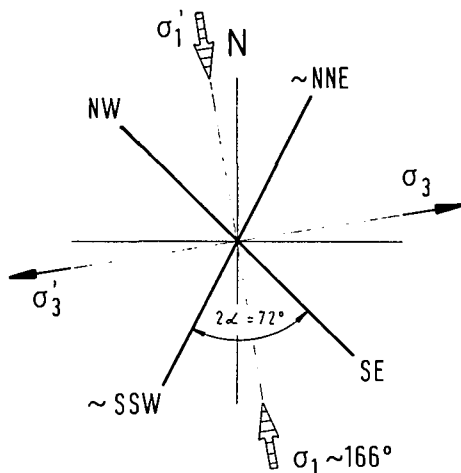


Abb. 29.
Kluftdiagramm mit der größten und kleinsten Hauptnormalspannungsrichtung eines Dolomitsteinbruches bei Mödling.

Was den Bruchflächenwinkel $2\alpha = 65^\circ$ betrifft, so ist dieser für die sicherlich duktil verformbaren Gesteine nicht gerade typisch. Eine gewisse Affinität zu spröde verformbaren Dolomitgesteinen am Westrand des Wiener Beckens läßt sich aber dennoch herstellen. Kluftmessungen in einem aufgelassenen Dolomitsteinbruch bei Mödling erbrachten zwei Hauptklüftscharen, deren Verlauf mit NNE-SW und NW-SE anzugeben ist (Abb. 29). Dieses Bruchsystem zeigt nur im NNE-SSW-Ast einen gleichen Verlauf wie die Kompressionsrichtung des Wiener Beckens und zum anderen aber einen 2α -Winkel von 72° . Eine Sprödverformung ist daher gut erkennbar. Die Tegel- und Dolomitgesteine sind mit ihren Bruchwinkeln dadurch fast vergleichbar. Richtungsabweichungen in den Hauptklüftscharen sind in der komplizierten Beanspruchungsart am Westrand des südlichen Beckenabschnittes begründet.

Aus Beobachtungen in einem Flyschsteinbruch bei Wien ist zum Problem kongruenter Kluftrichtungen zu nennen, daß sich dort auch die inkompetenten Pelitlagen genau nach den kompetenten, spröden Quarzsandsteinen deformierten – sie haben gleiche Klüftstellungen!

J. STINY, hat diesen Effekt der „tektonischen Zwänge“ (Anmerkung des Verfassers) aufgezeigt, wo ein metamorphes Gestein dem darüberliegenden Deckgebirge (ein Tegel) sein Verformungsverhalten aufgezwungen und gleiche Klüftstellungen geschaffen hat.

Vergleiche von Großstrukturen (Störungen) mit Kleinklüftung sind gewiß problematisch, wie H. PLACHY (1981) deutlich beschreibt, doch geben Störungsverläufe und Kluftrichtungen, genetisch wohl zeitlich versetzt abgelaufen, brauchbare Hinweise auf die Beanspruchungsrichtungen bzw. auf das regionale Spannungsfeld.

4.7.1.2. Die Tegelgrube Soob

Auch durch diesen Aufschluß streicht fast genau in N-S-Richtung eine Störung, welche in der geologischen Karte, Blatt 76 Wiener Neustadt, eingetragen ist. Nach A. PAPP et al. (1970) ist dieser Bruch in der Soob-er Ziegelei sogar „direkt“ aufgeschlossen.

Um möglichst genau die Lage dieses Verwurfes zu eruieren, wurde ein 2,5 m tiefer und 111 m langer, E-W-orientierter Schürfschlitz angelegt. Als Ergebnis konnten zwei Schleppungen kartiert werden, deren gleichsinnige Tendenz nach Osten ins Becken zeigt. Die Streichrichtung stimmt mit den Hauptrandbrüchen des südlichen Wiener Beckens weitgehend überein. Die Brüche manifestieren sich in mm-dünnen, schwarzen Schluff-Tonlagen in einem Sandsteinhorizont.

Die vorgefundenen Klüfte erbrachten zwei straff geordnete Hauptscharen mit einem 2α -Winkel von 80° (Abb. 30). Aus den zuordenbaren Scherklüften leitet sich eine Hauptbeanspruchungsrichtung von 187° nach 007° , also fast in S-N-Richtung ab. Die kleinste Hauptspannung zeigt somit in W-E-Richtung.

Die übereinstimmenden Kompressions- und Dehnungszonen mit der Form des Wiener Beckens, können auch an diesem Aufschluß erkannt werden.

Die Frage von Riß-Neubildungen im Tegel bei einem Bebenereignis kann hier eine wichtige Rolle spielen. Entscheidend dürfte dabei auch sein, daß die abgestrahlte Schwingungsenergie eines Bebens zu beiden Seiten eines Verwurfes die gleichen Möglichkeiten der Dämpfung oder Energiedissipation vorfindet.

Tegelgrube Sooss (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1988)

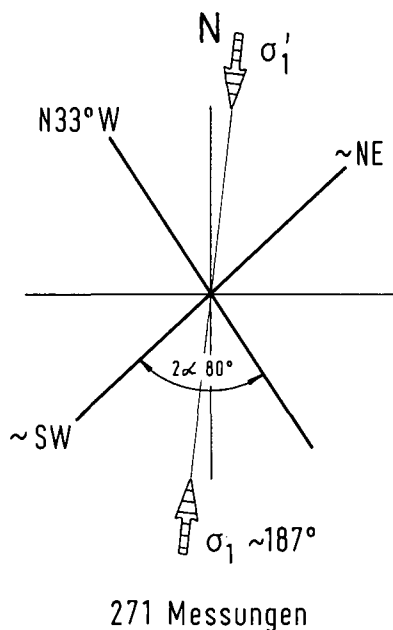


Abb. 30.
Kluftrichtungen in der Tegelgrube Sooss bei Baden.

4.7.1.3. Klüftung und Störungen in Peliten des Wiener Beckens

Bekanntlich verläuft eine Erdbebenzone durch den Ostteil des Wiener Beckens, die westlich angelegten Störungssysteme wie der Leopoldsdorfer Verwurf liegen jedoch schon in einer nahezu „aseismischen“ Zone (s. J. DRIMMEL, 1988).

Eine überaus wichtige Frage, war nun das Verhalten der Störung, bei einem Schadbeben und einem möglichen Durchreißen der Herdfläche bis an die Erdoberfläche. Auch die Möglichkeit eines Versatzes an dieser Diskontinuität wurde diskutiert.

Eine Durchsicht der Gesteinsmächtigkeiten in diesem Abschnitt des Wiener Beckens zeigt, daß gerade die duktil verformbaren Tegel eine Gesamtdicke von nahezu 500 m aufweisen. Somit sind diese Sedimente sicherlich im Stande Bebenschwingungen zu dämpfen und Bruchverformungen im kristallinen Untergrund des Beckens zunächst durch langsame Entfestigung über Teilbrüche, Mikrobrüche oder Bruchfließen plastisch abzubauen. Also wird ein Durchreißen der Beben-Herdfläche aus diesen Gründen nicht sehr wahrscheinlich sein (s. dazu besonders G. GANGL, 1969 und R. GUTDEUTSCH & K. ARIC, 1976). Zu bemerken ist auch, daß in größeren Tiefen duktil reagierende Gesteine offenbar durch den zunehmenden Überlagerungsdruck in ein sprödes Verformungsverhalten überzugehen scheinen. Deswegen sind manche Störungen bis einige 10er bzw. 100er Meter unter der Erdoberfläche meist als Flexur angelegt und erst ab einer Tiefe („Duktil-Spröbruch-Tiefe“) regelrecht als echter Verwurf zu betrachten. Dieser Umstand hat in vielen Kartenausfertigungen dazu geführt, daß nachgewiesene, tiefliegende Brüche und Störungssysteme einfach als theoretische Ausbisslinie bis an die Geländeoberfläche durchgezeichnet wurden.

Das Kartieren einer sogenannten „aktiven Störung“ müßte ausschließlich nach B. BOLT (1984) und nach Vorschlägen der Internationalen Atomenergiebehörde erfolgen (IAEA, 1979). Vom Aufnahmegeologen ist in diesem Sinne besonders das Erfassen des Trennflächengefüges zu beachten. Nach B. BOLT ist es sogar durchaus möglich, daß an „aseismisch“ eingestuft Störungen gerade ein langsames Kriechen als Anzeichen für vorhandene Scherspannungen in der Tiefe gilt. Ein Beben würde demnach in der Tiefe den tatsächlichen Bruch (Herdfläche) aufweisen, und an der Erdoberfläche die Bebenenergie durch weitgehend mylonitisierte und tonreiche Gesteine abschwächen oder gänzlich abbauen.

Eine Hauptfrage bei einer möglichen Störungsaktivität stellt die sogenannte „Triggerung“ von Bebenenergie dar. Darunter wird allgemein jene Energiemenge verstanden, welche nötig ist, einen potentiellen Bebenbereich zum Schwingen zu bringen. Ausgangspunkt wäre dabei ein nicht allzuweit entferntes Hypozentrum. Diese Energiemenge könnte dann an einer Störung, so die Vorstellung, zu entsprechenden Dislokationen führen oder ein weiteres Beben anregen.

Eine „Triggerung“ bzw. Auslösung von Erdbeben setzt nach gängiger Auffassung aber erst dann ein, wenn die tektonischen Hauptspannungsrichtungen mit den, durch ein Beben freiwerdenden Ausbreit- oder Stoßrichtungen übereinstimmen. Dies allerdings nur dann, wenn ein labiles Gleichgewicht hinsichtlich des herrschenden Scherwiderstandes an der Störung vorliegt oder wenn der Spannungsverlauf sich bereits der kritischen Spannung nähert. Bei als „aseismisch“ geltenden Brüchen ist aber die Scherspannung ständig abgebaut worden und äußert sich in der eher weniger gefährlichen Verformungsarbeit – dem Kriechen. Für diesen Problemkreis gibt G. GANGL (1969) an, daß die Erdbeben im südlichen Wiener Becken aus dem Jahre 1964 und 1972 ein recht uneinheitliches Spannungsfeld – abgeleitet aus Herdflächenlösungen – ergaben, und daher nur mit kurzzeitigen Veränderungen im lokalen Spannungsfeld erklärt werden können. Dies träfe dann auch für eine Koinkidenz von Bruchrichtung und Spannungsfeld zu. Wiewohl G. SCHNEIDER (1975) anmerkt, daß alle Aussagen über wirkende Spannungsrichtungen aus Herdflächenlösungen, Kluftrichtungen und Scherbrüchen ermittelt, unter Umständen mit einem beträchtlichen Fehler behaftet sind. Andererseits ist das regionale Spannungsfeld eines Gebirgskörpers nach SCHNEIDER zeitlich sehr konservativ und zeigt an etlichen Beispielen (G. GREINER, 1973) durchaus Übereinstimmung zwischen seismotektonisch oder tektonisch ermittelten Hauptspannungsrichtungen und direkten Messungen in rezenten Erdbebengebieten.

4.7.2. Zusammenfassung und Vergleich

Beide Felsbauaufgaben (Leopoldsdorf und Sooss) zeigen deutlich, daß diese Lockersedimente ein ausgeprägtes Trennflächengefüge aufweisen. Gewisse tektonogenetische Zusammenhänge lassen sich auch über die Anlage und die Form des Wiener Beckens und den Klüftstellungen in den Tegelgruben erkennen.

So sind zum Beispiel die NNE-SSW-Orientierung des Wiener Beckens und die ermittelten σ_1 -Richtungen aus den beiden Aufschlüssen gut vergleichbar.

Zur generellen Kompressionsrichtung in Mitteleuropa (A.R. RITSEMA, 1974) passen die ermittelten Spannungsrichtungen allerdings nicht, was allein dadurch erklärt werden kann, daß die Scherklüfte ein anderes Alter haben als das zur Bildungszeit des Beckens herrschende Spannungsfeld. Es kann aber auch mit dem bekannten Phänomen der unterschiedlichen Herdflächenlage und Energieausbreitung eines Bebens im Ostalpenraum zusammenhängen. So weist denn nach J. DRIMMEL (1980) die große Achse des Seebensteiner Bebengebietes mit ihrer aktiven Herdfläche die gleiche Richtung auf wie die NNE–SSW–Strukturen des Wiener Beckens. Die abgegebene Energie verteilt sich jedoch bevorzugt in N–NW-Richtung! Dieses fast quer zum Alpenstreichen liegende Ausbreitmaximum von Erdbebenwellen, könnte auch ein Anzeichen für die unterschiedlichen σ_1 -Richtungen im Ostteil der Alpen sein.

Zu abweichenden Richtungen der größten Hauptnormalspannungen wäre zu bemerken, daß das seismotektonische Spannungsfeld mit seiner N–NW-Komponente postpleistozän angelegt ist, während die durch Klufftanalysen gewonnenen Beanspruchungsrichtungen ein Spannungsfeld zur Zeit der Klufftentstehung wiedergeben. Die Klufftgenese kann mit tertiär bis altpleistozän abgeschätzt werden und hängt mit der Einbruchmechanik am Alpenostrand zusammen. A. TOLLMANN (1986) nimmt dafür plattentektonisch bedingte Krusten-

zerrungen an. Meiner Meinung nach sind auch Stauungen hinsichtlich des σ_1 wirksam gewesen (Abb. 28).

Die Form des Wiener Beckens ist zweifelsfrei durch reine Zerrungstektonik entstanden. Die konjugierten Scherklüfte zeigen aber eine der Zerrungstektonik entgegengesetzte σ_1 -Richtung. Hier liegt folgender Schluß nahe: Die σ_1 -Komponente, welche die Scherklüfte erzeugte, ist jünger als jene aus der gezerzten Erdkruste. Außerdem steht das σ_1 im räumlichen Spannungszustand bei einer Grabenbildung senkrecht und das σ_1 bei der Klufftentstehung ist mehr oder weniger geneigt zur Horizontalen.

Die Klüfte im Tegel sind nicht durch Zugspannungen entstanden. Sie haben jene, für Scherklüfte typischen, messerscharfen und ebenen Bruchstrukturen.

An Bauwerken, welche in den Tegelablagerungen des südlichen Wiener Beckens liegen, müßten Baugrundeinflüsse aus Gründen der Dämpfung bei allfälligen Bebenbeanspruchungen eher auszuschließen sein.

Die genannten Felsbauvorhaben Leopoldsdorf und Sooß gründen im gleichen Gestein beidseits der Störungszonen und würden demnach im selben Ausmaß ausschlagen. Somit sind unterschiedliche Setzungen ebenfalls auszuschließen. Die Böschungen in den Peliten wären dabei eher betroffen.

5. Interpretation der ermittelten σ_1 -Richtungen

Um für die richtungsmäßige Interpretation der gewonnenen Daten aus den Trennflächenanalysen Aussagen zu treffen, wurden sämtliche Horizontalprojektionen der σ_1 -Richtungen in einer geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1 : 1.000.000 eingezeichnet. So konnte das zur Zeit der Klufftentstehung herrschende Spannungsfeld erfaßt und für die tektonischen Einheiten der östlichen Ostalpen dargestellt werden (s. beiliegende Karte 1 : 1.000.000 = Karte 2).

Die Daten ergeben sich aus zuordenbaren Scherklüften und sind von Aufschluß zu Aufschluß verschieden dicht. In jenen Fällen, wo der zweite Hauptast der Scherklüfte nicht eindeutig ausgeprägt vorlag, wurde auf die Angabe einer σ_1 -Richtung verzichtet.

Insgesamt ergeben die vorliegenden Messungen ein gut erklärbares Bild – nämlich die generelle Haupteinengungsrichtung von Süd bzw. Südsüdost (Südost) nach Nord bzw. Nordnordwest (Nordwest).

Betrachtet man die geologischen Einheiten im Einzelnen, so sind bei der Böhmisches Masse drei Richtungen erkennbar. Obwohl in meiner Statistik der σ_1 -Richtungen nur ein kleiner Teil dieser Einheit behandelt und auch bei den anderen Gebirgsabschnitten nicht der Anspruch auf Vollständigkeit erhoben werden kann, sind bevorzugte Richtungen zu erkennen.

Der Hauptteil der horizontalen σ_1 -Orientierungen zeigt von 229° nach 049° (d.h. von SW nach NE). Eine zweite Richtung ergibt sich aus einer kleineren Datenmenge, nämlich von 181 nach 001°, also fast genau Süd-Nord. Untergeordnet, auch statistisch nicht aus-

reichend gestützt, erscheint eine σ_1 -Komponente aus 274 nach 094°, das ist beinahe West–Ost-orientiert (s. dazu Karte 2 und Tab. 2).

Da im außeralpinen Abschnitt Österreichs die tektonischen Verhältnisse anders gelagert sind, werden diese Richtungen etwas näher betrachtet. Zur Zeit der Klufftgenese und der Bildung der beiden Hauptstörungsgänge werden nach A. TOLLMANN (1985, S. 667ff.) nur Einengungen aus der SSE in die NNW-Richtung angegeben. Da aber das System der großen Störungen orthogonal angelegt ist (Abb. 31), sind auch Beanspruchungen aus WSW nach ENE möglich, wie auch dieses Störungsmuster offenbar durch ein ausgewogenes Kraftfeld entstanden scheint, da keine Richtung bevorzugt auftritt. Um zu entscheiden aus welcher Richtung die Kraft kam, könnte auch ein zusätzlicher, tektonischer Parameter herangezogen werden, nämlich jener des Deckentransportes. So ist die primäre, strukturbildende Kraft (n. A. TOLLMANN, 1986) für die Bildung von Falten und Decken verantwortlich. Für die spätorogene Bruchtektonik macht er aber einen stark nachlassenden Druck geltend – unter Beibehaltung der ursprünglichen Einengungsrichtung!

Wenn aber die Richtung der für die Klufftbildung maßgebenden Kräfte das verkleinerte Abbild der großen deckenbildenden darstellt – den Azimut der Druckrichtung beibehaltend – so kann man folglich aus den σ_1 -Richtungen auch einiges über die Tektonik insgesamt ablesen. Für die Böhmisches Masse heißt dies, daß zumindest zwei Beanspruchungsrichtungen Gel-

Tabelle 2.

Liste der natürlichen und künstlichen Aufschlüsse (Hauptnormalspannungsrichtung σ_1).

Nr.	Lokalität	Tektonische Einheit	Gestein	Azimut*)
1	Primmersdorf, NÖ.	Böhmische Masse	Gneise	101°
2	SW' Meik, NÖ	Böhmische Masse	Granulit	180°
3	S' und N' der Diendorfer Störung	Böhmische Masse	Granulit, Gföhler Gneis	158°
4	Ottenstein, NÖ	Böhmische Masse	Rastenberger Granodiorit	191°
5	Dobra, NÖ	Böhmische Masse	Dobragneis	113°
6	Thurnberg-Wegscheid, NÖ	Böhmische Masse	Dobra-Spitzergneis	198°
7	Alt-Weitra, NÖ	Böhmische Masse	Eisgarner Granit	173°
8	Aschach/Donau	Böhmische Masse	Aschacher Granit	180°
9	Greifenstein – Kraftwerk	Flyschzone	Sandsteine, (Mergel)	167°
10	A1 – Westeinfahrt	Flyschzone	Sandsteine	150°
11	Kahlenberg-Ostabfall	Flyschzone	Sandsteine, Mergel	158°
12	Dambachgraben	Flyschzone	Sandsteine, Mergel	135°
13	Gspöttgraben	Flyschzone	Sandsteine, Mergel	130°
14	Gr. Walsertal – Zitterklapfen, Vbg.	Kalkalpen-Flyschzone	Hauptdolomit	160°
15	Plankenstein, NÖ	Kalkalpen-Flyschzone	Sandsteine, Mergel, Radiolarite	133°
16	Geplante Sperre Kaiblingmauer	Nördliche Kalkalpen	Hauptdolomit	186°
17	Pielachtal: Kirchberg bis Frankenfels	Nördliche Kalkalpen	Schichtfolge M-Trias bis U-Kreide	193°
18	Schwarzatal, Nähe Weichtalhaus	Nördliche Kalkalpen	Wettersteinkalk	160°
19	Schwarzatal, Nähe Gr. Höllental	Nördliche Kalkalpen	Wettersteinkalk	180°
20	Piestingtal, Nähe Waldegg	Nördliche Kalkalpen	Wettersteinkalk und -dolomit	173°
21	Totes Gebirge, West- u. Ostteil	Nördliche Kalkalpen	Dachsteinkalk	160°
22	Wetterinstollen-Ost, Nähe Tonion	Nördliche Kalkalpen	Hauptdolomit, Haselgebirge	164°
23	Gscheidl-Stollen, Nähe Gippel	Nördliche Kalkalpen	Gosau-Konglomerate	175°
24	Steinbruch – Scheiblingkirchen	Zentralzone	Karbonatsedimente	150°
25	Türkensturz-Weg	Zentralzone	Karbonatsedimente	165°
26	Semmeringschnellstraße Nähe Gloggnitz	Zentralzone	Phyllite	180°
27	Semmeringschnellstraße Nähe Gloggnitz	Zentralzone	Phyllite	211°
28	Semmeringschnellstraße Nähe Schottwien	Zentralzone	Karbonatgesteine	182°
29	Leopoldsdorf (Wiener Becken)	Wiener Becken	Tegel	198°
30	Mödling-Westrand	Nördliche Kalkalpen	Hauptdolomit	166°
31	Sooß bei Baden	Wiener Becken	Tegel	187°
32	Lengenfeld, NÖ	Böhmische Masse	Gföhler Gneis	205°
33	Gießhübl	Nördliche Kalkalpen	Jura-Kalke	209°
34	Bad Tatzmannsdorf (n. J. STINY, 1951)	Steirisches Tertiär	Tegel, Phyllite	169°
35	Lindabrunn	Wiener Becken	Konglomerate	133°
36	Rotheau, NÖ	Flyschzone	Sandsteine	185°
37	Maissau, NÖ	Böhmische Masse	Maissauer Granit	235°
38	Pauliberg, Bgld.	Tertiärer Vulkanit	Basalt	085°
39	Pauliberg, Bgld.	Tertiärer Vulkanit	Basalt	110°
40	Rottenegg, OÖ	Böhmische Masse	Granit	242°
41	Eibenstein, NÖ	Böhmische Masse	Marmor	268°
42	Steinegg, NÖ	Böhmische Masse	Granulit	243°
43	Urfahrwänd', OÖ	Böhmische Masse	Perlgneis	255°
44	Echsenbach, NÖ	Böhmische Masse	Rastenberger Granodiorit	224°
45	Demutsgraben bei Zwettl	Böhmische Masse	Feinkorngranit	231°
46	Gschwendt, NÖ	Böhmische Masse	Rastenberger Granodiorit	219°
47	Rastefeld – Straßenböschung	Böhmische Masse	Rastenberger Granodiorit	171°
48	Stausee Ottenstein/Zwettler Arm	Böhmische Masse	Rastenberger Granodiorit	216°
49	Stausee Ottenstein/Purzelkamp	Böhmische Masse	Rastenberger Granodiorit	234°
50	Kleehof, NÖ	Böhmische Masse	Rastenberger Granodiorit	197°
51	Poigen, NÖ	Böhmische Masse	Glimmerschiefer	235°
52	Schrems, NÖ	Böhmische Masse	Schremser Granit	210°
53	Göllersdorf, NÖ	Molassezone	Tegel	140°

*) Azimut der σ_1 -Richtungen (Horizontalprojektion).

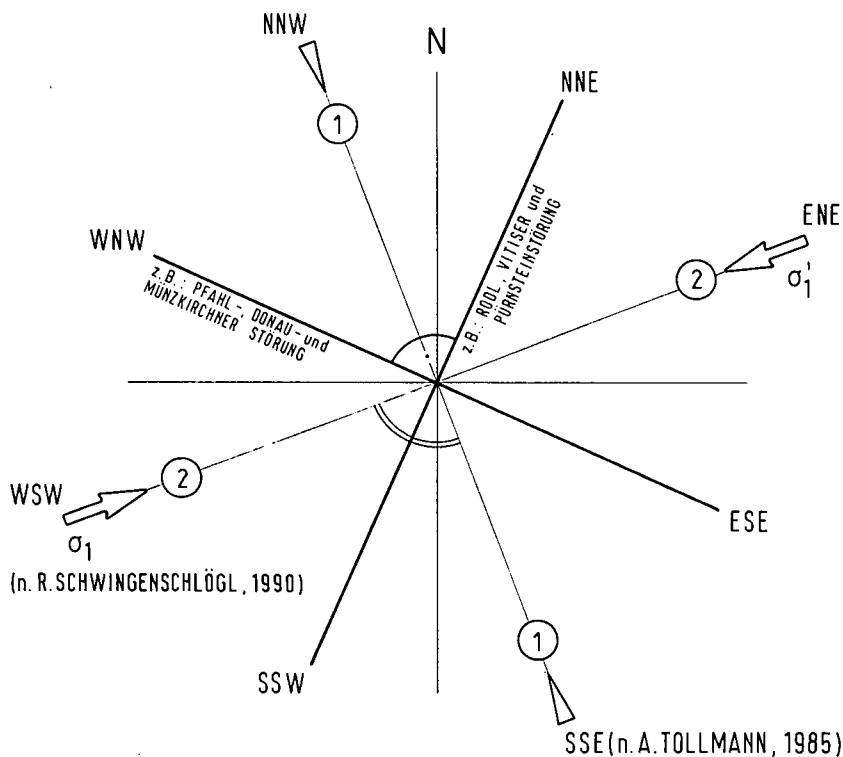


Abb. 31.
Das orthogonale Großstörungssystem in der Böhmisches Masse (Moldanubikum).
Die Einengungsrichtung (1) liegt nach A. TOLLMANN (1985) zunächst in der SSE-NNW-Achse.
Nach den bruchtektonisch ermittelten Hauptnormalspannungsverläufen wäre auch eine Beanspruchung in (2) möglich!

tung hätten. Aus der σ_1 -Anordnung in der Böhmisches Masse (s. Karte 2) erhält man eine aus SW nach NE und eine andere von S nach N.

Analog verhält es sich mit den größten Hauptspannungen im Flysch, in den Nördlichen Kalkalpen und auch in den Ausläufern der Zentralalpen. Die ermittelten σ_1 -Richtungen, in der Spätphase des Orogens entstanden, zeichnen dies bruchtektonisch deutlich nach. Die generelle Richtung in diesen drei genannten Einheiten ist von SSE nach NNW bzw. SE nach NW.

Auch am Pauliberg-Basalt (Bgl.) waren Spannungen wirksam, welche teilweise zur Ausbildung von Scherklüften beigetragen haben. Die etwa west-ost-gerichtete Komponente in dem jungtertiären Vulkanit, hebt sich deutlich von der umgebenden, generellen

SSE-NNW-Beanspruchung des östlichen Alpenkörpers ab.

Zu den σ_1 -Orientierungen ist weiters anzugeben, daß hier ausschließlich die horizontale Komponente einer Hauptnormalspannung eingetragen wurde.

Um die jetzt herrschenden σ_1 -Richtungen einigermaßen nach Lage und Größe, also vektoriell, ermitteln zu können, wären in situ-Versuche erforderlich, um den Spannungstensor berechnen zu können.

Für die in dieser Arbeit gemachten Überlegungen war die Aufarbeitung von zahlreichen Trennflächenaufnahmen ausschlaggebend, um das bruchtektonische Inventar nach konservativen Spannungsindikatoren, wie den Winkel 2α zwischen konjugierten Bruchflächen, Harnischen und den Störungen zu untersuchen und auszuwerten.

6. Schlußbetrachtungen über tektonische Spannungen und Bruchmechanik

In den vorangegangenen Kapiteln wurden die bruchhaften Deformationen, deren Erscheinungsformen im felsigen Untergrund und ihre Auswirkungen auf bestimmte Felsbauvorhaben beschrieben. Dazu sei noch angemerkt, daß die, in verschiedenen tektonischen Einheiten liegenden Beispiele hinsichtlich statistischer Erhebungen und allfälliger FEM-Behandlungen heuristisch verstanden werden sollten.

Die Verfahren zur Ermittlung des primären Spannungsfeldes sind heute gängiges Methodeninventar in der Felsmechanik. Trotzdem herrschen hinsichtlich der Meßergebnisse noch beträchtliche Auffassungsunterschiede. Alleine der Ansatz der Seitendruckziffer ist

von mehreren Faktoren wie: Gebirgsanisotropie, Überlagerungshöhe, Kluftwasserführung und Tektonik abhängig. Einer davon ist die jetzt wirkende Hauptnormalspannung, besser gesagt die residuelle Spannung im Gebirge. Beanspruchungen dieser Art üben auf Felsbauwerke eine äußere Belastung aus, deren Größe und Richtung für den im Felsbau Tätigen oft von entscheidender Bedeutung sein kann.

Es fehlt dazu nicht an einschlägigen Arbeiten, welche in situ-Messungen und vergleichende Berechnungen von Gesteins- bzw. Gebirgsspannungen beinhalten. So wird trotz vielfach geforderter Rechenmodelle und Messungen von manchen Felsmechanikern die rein nu-

merische Bestimmung des Seitendruckes, aus Auflast und elastischen Konstanten des Gebirges, schlicht als mechanisch „unsinnig“ bezeichnet (D. KIRSCHKE, 1989). Besser und ausreichend wäre die Schätzung der Primärspannung an Hand bekannter Randbedingungen wie Tektonik und Morphologie der betreffenden Region.

Die Geländeeinflüsse hat F. KOHLBECK (1990) eingehend untersucht und an mehreren Stellen in Österreich die Ermittlung des primären Spannungszustandes mit verschiedenen Methoden durchgeführt. Dabei sind von ihm die Topographie des jeweiligen Gebietes, die Wirkung des Gebirgsgewichtes sowie vereinfachte Parametervorgaben in die FE-Berechnung eingeflossen. Bemerkenswert war schließlich die Erkenntnis, daß langzeitige Änderungen des lokalen/regionalen Spannungsfeldes auf Ingenieurbauwerke ohne Bedeutung sind.

Weiterhin unbestritten ist aber die Tatsache, daß Hauptspannungsrichtungen aus den Bruchflächenwinkeln zweier konjugierter Scherflächen nicht den rezenten Spannungszustand eines Gebirges zeigen. Noch weniger sind die erhaltenen Richtungen aus dem Paläostressfeld mit heute ermittelten direkt vergleichbar.

Es sollte vielmehr die gesamte Vielfalt der zur Verfügung stehenden Möglichkeiten Spannungsrichtungen zu erheben, ausgeschöpft werden. So kann man beispielsweise in Steinbrüchen – vorwiegend mit spröden Gesteinstypen – Risse in vertikalen Sprengbohrlöchern heranziehen. Diese Spannungsindikatoren entstehen in Richtung der größten, horizontalen, rezenten Druckspannung (s. E. FECKER & G. REIK, 1987).

Auch Bohrlochrandausbrüche werden häufig zur Ermittlung des σ_1 herangezogen, hier werden durch die Entfestigung der Bohrlochwandung normal zur größten Hauptspannung, also in Richtung des σ_3 , deutliche Gesteinsauflockerungen sichtbar. Als Ausbruchsmechanismus können für diese Erscheinung an einer Bohrlochwand nach P. BLÜMLING (1983) Scherbrüche verantwortlich gemacht werden.

Das Bruchgeschehen im Gestein bzw. im Gebirge ist heute ein aktuelles Forschungsgebiet. Dies jedoch nicht wie man meinen möchte, als eigenständige Teildisziplin der Erdwissenschaften, sondern sie hat sich von der Werkstoffmechanik her dem Fels genähert. Die Modellvorstellungen der Festigkeitstheoretiker sind an den Werkstoffen Stahl und Beton bereits ausgiebig erprobt und bewiesen. Doch ein Gestein, und noch komplizierter ein Fels, werden wohl nur sinnvoll über die Rheologie beschrieben werden können. Ob und wann überhaupt möglichst zutreffende Stoffgesetze für den Felskörper gefunden werden können, ist sicher eine Frage, welche die Fachgebiete der Bruchmechanik, des Bauingenieurwesens, der Geophysik und Angewandten Geologie gleichermaßen berührt.

Stoffgesetze zu erstellen ist das Ziel der Rheologie in Beziehung zu vorgegebenen Spannungen und Deformationen. Eine Deformation wird auch als eine Verformung mit einer Rotation und/oder Translation erklärt. Dazu ist aber die Kenntnis der Trennflächen im Gebirge und im Gestein unbedingt erforderlich.

So kann nach M. LANGER (1969) der Mechanismus von Deformationsabläufen im Felskörper nur aus den mechanischen Eigenschaften der Teilkörper (Kluftkörper) und ihrer räumlichen Anordnung zueinander untersucht werden.

Was die Entstehung von Klüften im Fels betrifft, so hat sich in jüngster Zeit auch die Angewandte Mecha-

nik diesem Fragenkreis zugewandt. Spannungsoptische Versuche, wie auch die Wirkung von Sprengenergie auf die Rißbildung im Gebirge, lieferten eine Reihe von wichtigen Untersuchungsergebnissen (H.P. ROSS-MANITH, 1989).

Von besonderem Interesse ist dabei die sogenannte „Bruchzähigkeit“ des Gesteines, also die Ermittlung des Rißwiderstandes im noch intakten Material.

Die Bruchforschung im Gestein und Gebirge besitzt eine alte Tradition, dies zeigt eine Arbeit von D.D. POLLARD & A. AYDIN (1988). Hierin haben sich die Autoren der Aufgabe unterzogen, die Bruchmechanik und das Versuchswesen, von 1888–1988 kritisch zu beleuchten. Dabei sieht man sehr deutlich, daß gerade die Morphologie der Bruchstrukturen – also die geowissenschaftlich deskriptive Erfassung – einen entscheidenden Faktor darstellt. In weiterer Folge sollte aber einer immer wichtiger werdenden Forderung Rechnung getragen werden, nämlich jener, der mechanischen Erfassung und Deutung der Bruchstrukturen. Und diese muß letztlich wieder in die geologische Interpretation einmünden.

Eine ganz neue Betrachtungsweise an tektonischen Bruchlinien im Gebirge und Bruchflächen im Gestein könnte in der Anwendung der „Fraktalen Geometrie“ liegen. Darunter versteht man eine Beschreibung und zugleich ein mathematisches Modell für viele natürliche Strukturen wie z.B.: Küsten oder tektonische Bruchlinien, Felsen und Gebirge – um nur bei der unbelebten Natur zu bleiben (vgl. H. JÜRGENS et al., 1989 und D.L. TURCOTTE, 1989).

In der tektonischen Arbeitsweise werden bekanntlich Gefügeveränderungen im kleinsten Maßstab, und bei Klüften im Handstückbereich bisweilen mit großen Bewegungsf lächen in der Erdkruste, den Störungen, in Beziehung gebracht. Die bisherige Art der Beschreibung lag, sofern die Genese kleiner und großer Strukturen ähnlich und geklärt vorlag, in der statistischen Auswertung und im Vergleich von Richtungen und Raumstellungen. Es wird dabei von der Mikrotektonik im Dünnschliff über die Kleintektonik im Aufschluß auf die regionale Tektonik der Störungssysteme geschlossen.

Da bei solchen Überlegungen die Geometrie der einzelnen Gefügeformen beschrieben wird, ist es auch möglich, von dem Begriff der „Fraktale“ in der Geologie Gebrauch zu machen.

Die Ähnlichkeit der kleinen Gefügestrukturen mit Klüften und großen Störungen, liegt in der sogenannten Skaleninvarianz (s. dazu H. JÜRGENS et al., 1989). Das bedeutet, analysiert man Strukturen (hier Trennflächen) bei unterschiedlichen Größenmaßstäben, so stößt man immer wieder auf dieselben Grundelemente – auch „Selbstähnlichkeit“ genannt. Damit ist gemeint, daß jeder noch so kleine Teil des Objektes (hier eine Trennfläche im Gestein oder Gebirge) nach richtiger Skalierung wieder ein Ganzes bilden kann.

Der Zusammenhang der verschiedenen Maßstäbe wird in der sogenannten „Fraktalen Dimension“ ausreichend mathematisch beschrieben. So könnte man vielleicht wesentlich besser und genauer die geometrischen Beziehungen geologischer Strukturen im Kleinen und im Großen erkennen, als mit den herkömmlichen Methoden der statistischen Korrelation.

Literatur

- ASHGIREI, G.D. (1963): Strukturgeologie. – 572 S., 369 Abb., 22 Taf., Berlin-Ost (Dt. Verl. Wiss.).
- BANKWITZ, P. (1966): Über Klüfte. II. Die Bildung der Kluffläche und eine Systematik ihrer Strukturen. – *Geologie*, **15/8**, 896–941, 34 Abb., 2 Tab., Berlin-Ost.
- BANKWITZ, P. (1976): Über Klüfte. IV. Aspekte einer bruchphysikalischen Interpretation geologischer Rupturen. – Vortr. Int. Rupturen-Tagung; *Z. geol. Wiss.*, **4/1976**, 301–311, Berlin-Ost.
- BANKWITZ, P. (1980): Zu einigen Parametern der Kluffbildung. – *Z. geol. Wiss.*, **8** (1980/3), 245–264, 10 Abb., Berlin-Ost.
- BARTON, N., LIEN, R. & LUNDE, J. (1974): Engineering classification of Rock for the Design of Tunnel Support. – *Rock Mech.*, **6/4**, 189–236, Wien.
- BARTON, N. & CHOUBEY, V. (1977): The Shear Strength of Rock Joints in Theory and Practice. – *Rock Mech.*, **10**, 1–54, 20 Abb., Wien.
- BIENIAWSKI, Z.T. (1973): Engineering classification of jointed rock masses. – *Trans. South African Inst. Civ. Eng.*, **15**, 335–344, Johannesburg.
- BIENIAWSKI, Z.T. (1977): Rock Mass Classification in Rock Engineering. – *Proc. Symp. Expl. Rock Engin.*, Johannesburg 1976, **1**, 97–106, Rotterdam.
- BLÜMLING, P. (1983): Bohrlöcherkesselungen und ihre Beziehung zum regionalen Spannungsfeld. – *Berichtsb. V. Sonderforsch.-Ber.* **108**, Univ. Karlsruhe, 313–323, Karlsruhe.
- BOCK, H. (1972): Zur Mechanik der Kluffentstehung in Sedimentgesteinen. – *Veröff. Inst. Bodenmech. Felsmechanik, Univ. Karlsruhe*, **53**, 116 S., 45 Abb., Karlsruhe.
- BOCK, H. (1980): Die Rolle der Werkstoffkunde bei der mechanischen Interpretation geologischer Trennflächen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160/3**, 380–405, 14 Abb., Stuttgart.
- BOCK, H. (1980): Das Fundamentale Kluffsystem. – *Z. dt. geol. Ges.*, **131**, 627–650, 13 Abb., 1 Tab., Hannover.
- BOLT, B. A. (1984): Erdbeben – Eine Einführung (übersetzt von R. GUTDEUTSCH). – XIII, 236, 78 Abb., Berlin (Springer).
- BRANDECKER, H. (1968): Baugeologie der Autobahn Mondsee-Seewalchen. – 47 S., 14 Abb., 3 Pläne, Wels, Linz (OÖ. Landesverlag).
- BREMER, H. (1989): Allgemeine Morphologie. – XIV, 450 S., 65 Abb., 8 Tab., Berlin (Borntaeger).
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 76 Wiener Neustadt, 1 : 50.000 nebst Erläuterungen. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- BROSCH, F. & RIEDMÜLLER, G. (1988): Dünne, tonige Trennflächenbeläge als Ursache von Böschungsbewegungen in grobklastischen Sedimenten. – *Felsbau*, **6** (1988/2), 69–72, 4 Bilder, Essen (Glückauf-Verl.).
- CLAR, E. & HORNINGER, G. (1964): Exkursion I/6: Übersichtsexkursion Baugeologie. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **57**, 107–145, 10 Abb., 1 Taf., Wien.
- CORNELIUS, H.-P. (1951): Die Geologie des Schneeberggebietes. – *Jb. Geol. B.-A.*, Sdbd. **2**, 111 S., 25 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., Wien.
- CZURDA, K.A. & JESINGER, D. (1983): Bergzerreißung und Talzuschub an der Flysch/Kalkalpen-Grenze (Hinteres Großes Walsertal, Vorarlberg). – *Jb. Vorarlb. Landesmus. Ver.*, **1982**, 31–44, 8 Bilder, Bregenz.
- DEMMEER, W. (1983): Gewlbesperre Kaiblingmauer E 13. – *Unveröff. geol. Ber.*, **38** S., 3 Abb., Korneuburg.
- DEUTSCHE GESELLSCHAFT FÜR ERD- UND GRUNDBAU (Hrsg., 1982): Grundbegriffe der Felsmechanik und der Ingenieurgeologie. – 426 S., 46 Bilder, zahlr. Tab., Essen (Glückauf).
- DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismisität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: R. OBERHAUSER (Wiss. Red.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 507–527, 6 Abb. Wien (Springer).
- DRIMMEL, J. (1988): Seismologisches Gutachten für das Projekt Mineralstoffdeponie in der KG Leopoldsdorf. – *Unveröff. Gutachten, ZAMG, Hohe Warte (Wien)*, 10 S., 3 Abb., 4 Tab., Wien.
- DUDDECK, H. (1986): Leistungsfähigkeit und Grenzen der Methode der Finiten Elemente in der Geotechnik. – *Felsbau*, **4/3**, 126–133, Essen (Glückauf-Verlag).
- EINSTEIN, H.H. (1985): Unsicherheit in der Geotechnik. – *Zt. Schweizer Ing. Arch. Ver.*, **19**, 398–404, 10 Bilder, Zürich.
- FECKER, E. & RENGERS, N. (1971): Measurements of Large Scale Roughness of Rock Planes by Means of Profilograph and Geological Compass. – *Proc. Int. Symp. Rock Mech.*, **1-18**, Nancy.
- FECKER, E. & REIK, G. (1987): Baugeologie. – XIII + 418 S., 486 Abb., 69 Tab., Stuttgart (Enke).
- FUCHS, W. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 59 Wien, 1 : 50000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- GANGL, G. (1969): Seismotektonische Untersuchungen am Alpenstrand. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66-67**, 33–48, 4 Abb., Wien.
- GANSS, O. (1938): Zugspalten im Dachsteingebiet. – *Geol. Rdsch.*, **29** (1938), 584–593, 5 Abb., Stuttgart.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg., 1967): Göpfritz, Austria. Site for a 300 GeV-Synchrotron. – 37 S., 5 Abb., 7 Tab., 20 Bilder, Wien.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg., 1967): Göpfritz, Austria. Explanatory Notes for the Synoptic Map of Geology and Geotechnics. – 8 Beil., 18 well logs, Wien.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg., 1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung, 1 : 200. 000, Blätter 48/16 und 48/17. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- GOODMAN, R. (1980): Introduction to Rock Mechanics. – XII, 478 S., many figs., New York (Wiley & Sons).
- GRAMBERG, J. (1966): A Theory on the occurrence of various types of vertical joints in the earth crust. – *Proc. I. Congr. Int. Soc. Rock Mech.*, 443–450, Lissabon.
- GREINER, G. (1973): In situ stress measurements in Southwest Germany. – 6 S., *Inst. Geol. Univ. Karlsruhe*.
- GREINER, G. (1976): In situ-Spannungsmessungen und tektonischer Beanspruchungsplan in Südwestdeutschland. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 55–65, 5 Abb., Stuttgart.
- GRIFFITH, A. A. (1921): The phenomena of rupture and flow in solids. – *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, **221**, 163–198, London.
- GROMOV, V. K. (1970): Zur Frage der Öffnungsweite der Klüfte in der Tiefe. – In: *Issledovanija po problemu trescinyeh kollektorov nefti i gaza*. – *Trudy VNIGRI, Leningrad*, **290**, 113–118, UDSSR.
- GRÜN, W. et al. (1961): Untersuchungen an der Autobahn (Westeinfahrt; km 281,985–282,350) SW Dürrwien (Flysch, Kahlenberger Decke). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **12**, 105–112, 2 Taf., Wien.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K. (1976): Erdbeben im ostalpinen Raum. – *Arb. Zentralanst. Meteorol. Geol.*, **19**, 23 S., 13 Abb., 1 Tab., 3 Kt., Wien.
- HABARTH, F. (1978): Zur Geologie und Hydrogeologie des unteren Pittental (N.Ö.). – *Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 228 S., 36 Abb., 32 Taf.-Beil., Wien.
- HÖGGERL, n. (1980): Repeated Levelling and Vertical Crustal Movements. Problems and Results. – *Felsmechanik, Suppl.* **9**, 201–212, 5 figs., Wien (Springer).
- HORN, H. H. & DEERE, D. U. (1962): Frictional characteristics of minerals. – *Geotechnique*, **12**, 319–335, London.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (eds., 1979): Earthquakes and associated Topic in Relation to Nuclear Power Plant Siting. – *Safety Series 50-S6-S1*, 69 p., some tab. and diagr., Vienna (IAEA).
- INTERNATIONAL SOCIETY FOR ROCK MECHANICS (ISRM, 1978): Suggested Methods for the quantitative Description of Disconti-

- nities in Rock Masses. – Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., **15**, 319–368, 26 Abb., 1 Tab., Großbritannien (Pergamon Press).
- IRWIN, G. R. (1958): Fracture. – In: Handbuch Phys., **6**, 551–590, Berlin (Springer).
- JAEGER, J. C. & COOK, n. G. W. (1976): Fundamentals of Rock Mechanics (2. ed.). – XIV + 515 S., zahlr. Abb., London (Chapman & Hall Ltd.).
- JOHN, K. W. & DEUTSCH, R. (1974): Die Anwendung der Lagenkugel in der Geotechnik. – Festschrift L. Müller, 65. Geb. Tag, 137–159, 25 Abb., Karlsruhe.
- JOHN, K. W. (1977): Geologische und geotechnische Gebirgsklassifizierung im Zusammenhang mit dem Entwurf von Felsgründungen. – Ber. 1. Nat. Tagung Ing. Geol. Paderborn, 7–23, 3 Abb., 2 Tab., DGEG, Essen.
- JUMIKIS, A. R. (1983): Rock Mechanics (2. ed.). – 613 S., zahlr. Abb. u. Tab., Clausthal (Trans Tech Publications).
- JÜRGENS, H. et al. (1989): Fraktale – eine neue Sprache für komplexe Sturkturen. – 106–118, 13 Abb. – In: SPEKTRUM DER WISSENSCHAFT (Hrsg.): Chaos und Fraktale. – 206 S., zahlr. Abb. u. Fotos, Heidelberg (Spektrum der Wissenschaft).
- KALACEVA, V.N. (1968): Gesetzmäßigkeiten der Verbreitung tektonischer Klüftung und Prognose der Kluftspeicher. – Trudy VNIGRI, Leningrad, **264**, 63–79, UDSSR.
- KARL, F. (1954): Ein Beispiel für die Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden in der Baugeologie. – Geol. Bauwesen, **21/1–2**, Wien.
- KASTNER, H. (1971): Statik des Tunnel- und Stollenbaus. – 2. Neubearb. Aufl., VII + 269 S., 121 Abb., Berlin – Heidelberg (Springer).
- KIESLINGER, A. (1958): Restspannung und Entspannung im Gestein. – Geol. Bauwesen, **24/2**, 95–112, Wien.
- KILLIAN, H. (1977): Georg Huebner und seine Werke im Spiegel zeitgenössischer Quellen. – Sonderdruck Centralblatt f. d. ges. Forstwesen, **94/4**, 195–224, 10 Abb., Wien.
- KIRSCHKE, D. (1989): Grundlegende Feststellungen zum Hohlraumbau als erste Stufe zur Entwicklung eines neuen Sicherheitskonzeptes. – 267–278. – In: EGGER, P. et al. (Hrsg., 1989): Geologie, Felsmechanik, Felsbau. – Festkoll. L. MÜLLER-SALZBURG, 1988, 358 S., zahlr. Abb., Clausthal (Trans Tech. Publ.).
- KLENGEL, K. J. & WAGENBRETH, O. W. (1982): Ingenieurgeologie für Bauingenieure. – 201 S., zahlr. Abb. u. Tab., Wiesbaden – Berlin (Bauerlag).
- KOHLBECK, F. & SCHEIDEGGER, A. E. (1977): On the Theory of the Evaluation of Joint Orientation Measurements. – Rock Mech., **9**, 9–25, 9 Abb., Wien.
- KOHLBECK, F. (1990): Tektonische Spannungen in den Ostalpen und ihr Nachweis durch in situ-Messungen. – Öff. Vortrag beim XXXIX. Geomech. Koll. 1990, Salzburg.
- KÜPPER, H. et al. (1971): Zur Geologie des Gebietes nordöstlich von Göpfritz a.d.W., NÖ. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 393–408, 2 Abb., 1 Beil., Wien.
- LAMA, R.D. & VUTUKURI, V. (1978): Handbook on Mechanical Properties of Rocks. Vol. II. – IX + 481 S., 89 Abb., 38 Tab., Clausthal (Trans Tech. Publications).
- LANGER, H. (1969): Rheologie der Gesteine. – Z. dt. geol. Ges., **119**, 313–425, 48 Abb., 9 Tab., Hannover.
- LEMPF, Ch. & NATAU, O. (1985): Mechanische Eigenschaften von Störungen und Verwitterungszonen im Granitgebirge und deren genetische Charakterisierung. – Univ. Karlsruhe, 175–193, 13 Abb., Karlsruhe.
- LETOUZEY, J. & TRÉMOLIERES, P. (1980): Paleo-Stress Fields Around the Mediterranean Since the Mesozoic from Microtectonics. Comparison with Plate Tectonic Data. – Rock Mech., Suppl., **9**, 173–192, 9 figs. Wien.
- LINKWITZ, K. (1963): Terrestrisch-photogrammetrische Kluftmessung. – Felsmech. Ing. Geol., **1/2**, 152–159, Wien.
- LOUIS, C. (1967): Strömungsvorgänge in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen im Fels. – Veröff. Inst. Bodenmech. Felsmechanik, Univ. Karlsruhe, H. 30, 121, 66 Abb., Karlsruhe.
- MANDELBROT, B.B. (1987): Die fraktale Geometrie der Natur. – 491 S., zahlr. Abb., 334 Taf., Basel (Birkhäuser).
- MANDL, G. (1980): Einführung in die Bruchtektonik. – Blockkurs am Inst. Geowiss., Univ. Salzburg, März 1980, Salzburg.
- METZ, K. (1957): Lehrbuch der Tektonischen Geologie. – VII + 294 S., 188 Abb., Stuttgart (Enke).
- MOHR, F. (1963): Gebirgsmechanik. – XII + 392 S., 311 Abb., 57 Tab., Goslar (H. Hübner).
- MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau. – 624 S., 307 Abb., 22 Taf., Stuttgart (Enke).
- MÜLLER, K.E.H. (1974): Zur Definition des Durchtrennungsgrades. – Rock Mech., Suppl. **3**, 17–29, 9 Abb., Wien (Springer).
- NOWY, W. (1988): Geologisch-geotechnisches Stollenband Wetterin-Ost. – Unveröff. Stollenbänder Wetterin-Ost, **1**: 100, Stollenstation 0–5557 m, Klosterneuburg.
- NOWY, W. & PLACHY, H. (1989): Zur Geologie des Wetterin-Lärchstein- und Scheiblingstollens. – Gas – Wasser – Wärme, Sd. Ausg. **2A**, 41–49, 10 Abb., Wien.
- ÖSTERREICHISCHES NORMUNGsinstitut (Hrsg., 1985): Erdarbeiten ÖNORM B2205. – 37 S., Wien.
- PACHER, F. (1959): Kennziffern des Flächengefüges. Geol. Bauwesen, **24**, 223–227, 4 Abb., Wien.
- PAPP, A. et al. (1970): Führer zur Paratethys-Exkursion 1970 in die Neogen-Gebiete Österreichs. – Paläont. Inst. Wien, **57** S., Wien.
- PARLOW, E. (1950): Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Haifeld und Gresten (Abschnitt Scheibbs). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 121 S., Abb., 5 Beil., Wien.
- PETERS, K. (1980): Klüfte – Merkmale, Entstehungsdeutungen, ihre Verwendbarkeit für die Rekonstruktion von Spannungen sowie ihre Bedeutung für die Erdöl-Erdgas-Industrie. – Z. geol. Wiss., **8** (1980), 853–877, 5 Abb., 2 Tab., Berlin.
- PLACHY, H. (1981): Neue Erkenntnisse zur Tektonik im Wiener Raum. – Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**, 231–243, 5 Abb., 1 Taf., Wien.
- POLLARD, D.D. & AYDIN, A. (1988): Process in understanding jointing over the past century. – Geol. Soc. Amer. Bull., **100**, 1181–1204, 28 figs., Boulder, Colorado.
- PREUSS, H.D. (1974): Numerisch-photogrammetrische Kluftmessung. – Rock Mech., Suppl. **3**, 5–15, 5 Abb., Wien.
- RENGERS, N. (1971): Unebenheit und Reibungswiderstand von Gesteinstrennflächen. – Veröff. Inst. Bodenmech. Felsmechanik, Univ. Karlsruhe, **47**, 192, 66 Abb., 4 Taf., Karlsruhe.
- REUTER, F., KLENGEL, J.K. & PAŠEK, J. (1980): Ingenieurgeologie. – 456 S., 263 Bilder, 133 Tab., Frankfurt (Harri Deutsch/Thun).
- RICHTER, H.Ch., MOLEK, H. & REUTER, F. (1976): Methodische Probleme bei der Ermittlung strukturgeologischer Primärdaten im Fels und ihrer Weiterleitung zu statistischen Kenngrößen des Gesteinsverbandes. – Zt. angew. Geol., **22** (1976), H. 5, 238–243, 6 Abb., 3 Tab., Berlin-Ost.
- RIEDMÜLLER, G. (1967): Zur Geologie des NW-Teiles der Bucklingen Welt. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 274 S., 26 Abb., 7 Beil., Wien.
- RITSEMA, A. R. (1974): The Earthquake Mechanisms of the Balkan Region. – UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region: UNDP Projekt REM/70/172, De Bilt.
- ROSSMANITH, H. P. (1989): Felsbruchmechanik – eine kurze Einführung. – ÖIAZ, **134**, (10), 515–527, 21 Abb., Wien.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. – Bd. I/II, Wien (Springer).

- SCHEIDEGGER, A.E. (1976): Untersuchungen des Beanspruchungsplanes im Einflußgebiet der Diendorfer Störung. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 83–95, 22 Abb., Wien.
- SCHEIDEGGER, A.E. (1979): Beziehungen zwischen Orientationsstruktur der Talanlagen und der Klufftellungen in Österreich. – Mitt. Ö. Geogr. Ges., **121** (II), 187–195, 8 Abb., Wien.
- SCHERMANN, O. (1966): Über Horizontalverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16** (1965), 89–103, 8 Abb., Wien.
- SCHIMMER, R. E. (1975): Geotechnische Gebirgsklassifizierungen. – Unveröff. Dipl. Arbeit, Inst. Geol., Ruhr-Univ. Bochum, 200 S., zahlr. Abb. u. Tab., Bochum.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1954): Klufftektonik und Großstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., **42**, 172–187, 4 Abb., Stuttgart.
- SCHNEIDER, G. (1975): Erdbeben. – VIII + 406 S., 100 Abb., 35 Tab., Stuttgart (Enke).
- SCHÖNENBERG, R. (1980): Einführung in die Geologie Europas (3. unveränd. Aufl.). – 300 S., 37 Abb., Freiburg (Rombach).
- SCHWAIGHOFER, B. (1966): Talübergang Brenntenmais, Großraum und Einschnitt Bihaberg. – Unveröff. Exk. Führer, Inst. Geol., TH Wien, 4 S., Wien.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1981): Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raum Kirchberg/Pielach in Niederösterreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **27**, 39–86, 7 Abb., 2 Taf., 2 Beil., Wien.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1988): Die Geologie der Gründungsfläche des Donaukraftwerkes Greifenstein. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **34**, 1–32, 14 Abb., 5 Fototaf., 8 Beil., 4 Karten, Wien.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. & PÜCHL, G. (1988): Die Standsicherheit von künstlichen Böschungen in Phylliten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 43–78, 23 Abb., Wien.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1990): Felsgleitung in metamorphen Gesteinen des Thayatales, NÖ. – Felsbau, **8/2**, 61–67, 8 Abb., 1 Tab., Essen (Glückauf).
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. & ROCKENSCHAUB, H. (1990): Ingenieurgeologische Charakteristika zur Felsklassifizierung. – Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten, Straßenforschungsvorhaben Nr. 672, Heft **380**, 198, 51 Abb., 17 Tab., 16 Taf., 1 Karte (Republik Österreich, BfWA) Wien.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. & WEISS, E. H. (1985): Ingenieurgeologische Probleme bei der Boden- und Felsklassifikation im Autobahnabschnitt A2. – Felsbau, **3** (Nr. 4), 218–224, 8 Abb., Essen (Glückauf GmbH).
- STANGE, K. (1977): Bayes-Verfahren (Schätz- und Testverfahren bei Berücksichtigung von Vorinformationen). – VI + 312 S., 36 Abb., Berlin (Springer).
- STEINHAUSER, P. & HÖGGERL, n. (1988): On the Correlation between Recent Crustal Movements and Gravity Anomalies in Austria. – (in press), 16 p., 13 figs., Vienna.
- STINY, J. (1929): Technische Gesteinskunde. – 2. Aufl., 550 S., 422 Abb., Wien (Springer).
- STINY, J. (1930): Die Anlage von Steinbrüchen und Baustoffgruben. – Geol. Bauwesen, **2/1**, 78, 93 Abb., Wien.
- STINY, J. (1932): Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. – Jb. Geol. B.-A., **82**, 75–102, 7 Abb., Wien.
- STINY, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. – Geol. Bauwesen, **13**, 71–79, Wien.
- STINY, J. (1951): Haben Kluffmessungen in Lockermassen Sinn – Geol. u. Bauwesen, **18/1**, 47–51, 1 Tab., Wien.
- STINY, J. (1953): Behelfsmäßige Untersuchungen der Gebirgsfestigkeit. – Geol. Bauwesen, **20**, 34–36, 4 Abb., Wien.
- STINY, J. (1955): Die baugelologischen Verhältnisse der Österreichischen Talsperren. – Die Talsperren Österreichs, **5**, 98 S., 48 Abb., 9 Taf., Wien (Österr. W. W. Vbd.).
- STINY, J. & PETZNY, H. (1956): Wassersprengung und Sprengwasser. – Geol. Bauwesen, **22**, 141–169, 18 Abb., Wien.
- STINY, J. (1956): Felsgrundbrüche im Baugelände von Wasserkraftanlagen. – Geol. Bauwesen, **22**, 224–245, 8 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1969): Die Bruchtektonik in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., **59**, 278–288, 1 Taf., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – IX + 449 S., 130 Abb., 7 Tafeln in separatem Anhang, Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, 1–27, Taf. 1, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. Bd. 3. – X + 718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Falttaf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. österr. geol. Ges., **80**, 47–113, 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien.
- TURCOTTE, D. L. (1989): Fractals in Geology and Geophysics. – PAGEOPH, **131** (1/2), 171–196, 15 figs. – In: SCHOLZ, H. & MANDELROT, B.B. (eds., 1989): Fractals in Geophysics. – 313 p., many figs. and tables, Basel (Birkhäuser).
- WESSELY, G. (1983): Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. – Mitt. österr. geol. Ges., **76**, 27–68, 8 Taf., Wien.
- WESSELY, G. (1984): Der Aufschluß auf kalkalpine und subalpine Tiefenstrukturen im Untergrund des Wiener Beckens. – Erdoel-Erdgas, **100**, 285–292, 4 Abb., Hamburg – Wien.
- WITTKÉ, W. (1984): Felsmechanik (Grundlagen für wissenschaftliches Bauen im Fels). – XVII + 1050 S., 798 Abb., Berlin (Springer).
- WUNDERLICH, H.-G. (1966): Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. – 367, 60 Abb., Hochschultaschenbücher **339**, **339a**, **339b**, Mannheim (Bibliogr. Inst.).
- ZISCHINSKY, U. (1969). Über Berggreifung und Talzuschub. – Geol. Rdsch., **58** (3), 974–983, 7 Abb., Stuttgart.
- ZURKOV, n. (1965): Kinetic concept of the Strength of Solids. Intern. J. Fract. Mech., **1**, 311–323, Groningen.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Jänner 1991.

Aufschluß an einem Tomahügel des Fernpaßbergsturzes (Tirol)

Von CHRISTIAN WOLKERSDORFER^{*)}

Mit 2 Abbildungen

*Tirol
Außerfern
Tomahügel
Bergsturz
Kristalline Erratika
Gravitatives Abgleiten
Naturdenkmal*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 116

Inhalt

Zusammenfassung	439
Abstract	439
1. Einleitung	439
2. Aufschlußbeschreibung	440
3. Erklärung der Phänomene	440
4. Ausblick	441
Literatur	441

Zusammenfassung

Der Aufbau eines Tomahügels wird beschrieben und der Transport einer zusammenhängenden Gesteinsscholle nach einem Bergsturz erklärt. Bisherige Erkenntnisse zum Fernpaßbergsturz finden Bestätigung.

A Toma Hill as Part of the Fernpaß Landslide (Tyrol)

Abstract

The structure of a small Toma hill (typical hill of a glacial overprinted landslide) and its transport mechanism is described. The so far knowledge of the Fernpaß Landslide (Northern Tyrol) is confirmed.

1. Einleitung

Ein Tomahügel des Fernpaßbergsturzes W der Schmitte bei Biberwier/Tirol wurde Mitte 1988 zur Gewinnung von Schottermaterial teilweise abgetragen, wodurch ein guter Einblick in den Aufbau des Hügels gewonnen werden konnte (Abb. 1). Bedauerlicherweise war es trotz eines Schreibens an den Biberwierer Gemeinderat nicht möglich, den geologisch einmaligen Aufschluß zu erhalten. Er ist seit Mitte 1989 wieder aufgegeben und begrünt.

Als gegen Ende der Würmeiszeit vor etwa 10.000 Jahren die Alpengletscher zurückgeschmolzen waren, fehlten an vielen Stellen in den nördlichen Alpentälern die Eiswiderlager an den U-Tal-Hängen. Dadurch kam

es vielerorts zu größeren oder kleineren Bergstürzen, die beispielsweise nahe Haiming im Inntal, nördlich des Eibsees bei Garmisch oder westlich des heutigen Fernpaßes niedergingen.

Etwa 1 km² Gesteinsmaterial rutschten beim Abgang des Fernpaßbergsturzes vom Loreakopf in das Fernpaßtal und hinterließen an der tektonisch vorgegebenen Ausbruchsstelle das Afrigallkar. Bis zu 530 Meter hoch türmten sich dort die Gesteinsmassen aus Triasmaterial auf, während kleinere Teile nach N und S glitten, wobei sie Schuttwälle sowie länglich-kegelförmige Tomahügel bildeten (ABELE, 1964). Der Name Tomahügel leitet sich von einem Schweizer Wort ab, das die Trümmerlandschaften bei Chur und Ems im Rheintal bezeichnet. Erstmals verwendeten PENCK & BRÜCKNER

^{*)} Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. CHRISTIAN WOLKERSDORFER, Technische Universität Clausthal, Institut für Geologie und Paläontologie, Leibnizstr. 10, W-3392 Clausthal-Zellerfeld.

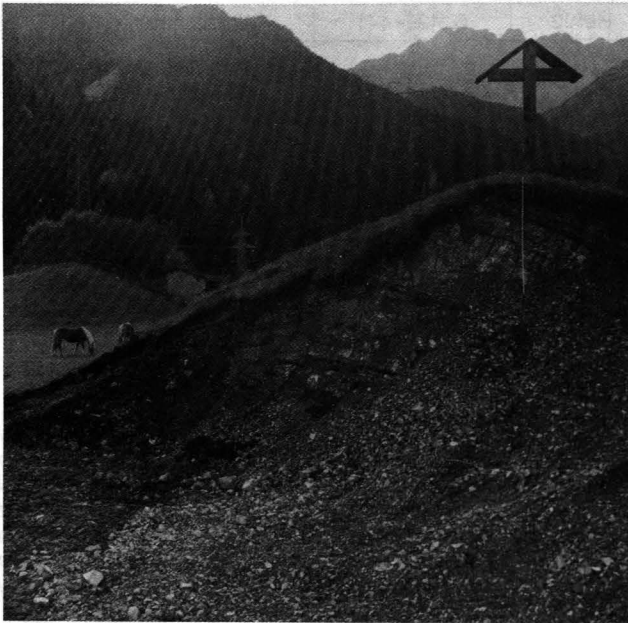


Abb. 1.
Tomahügel des Fernpaßbergsturzes W der Schmitte mit Blickrichtung SE.

(1901) den Begriff „Tomalandschaft“ auch für die symmetrisch geformten Hügel des Fernpaßbergsturzes. Interessanterweise lautet die Lokalbezeichnung für diese Hügel im Ehrwalder Talkessel „Duma Bichl“, was man mit „Toma Hügel“ übersetzen kann.

2. Aufschlußbeschreibung

Durch die Schottergewinnungsarbeiten wurde ein kleiner Tomahügel mit 20 Metern Durchmesser und 5 Metern Höhe freigelegt, der aus einer einzelnen Hauptdolomit-Scholle bestand (Abb. 2). Wegen des gravitativen Abgleitens wies sie mehrere große, sowie eine Unzahl kleinerer, teilweise durch den Aufschluß freigelegter Störungen auf, welche die Scholle zu einem Kataklasit mit ein bis fünf Zentimeter messenden Klasten machten.

Die Scholle war an den Hügelflanken mit einem Meter dickem, an dessen Top mit zehn Zentimeter mächt-

gem, schlecht sortiertem Sediment bedeckt, das sowohl Schluff als auch gut bis sehr gut gerundete, zwei bis zwanzig Zentimeter große Gerölle enthielt. In diesem uneinheitlichen Tillit aus Sand-, Ton-, Kalk- und Dolomitstein konnten kristalline Erratika zwischen 0,5 und 2 Zentimetern Größe aufgefunden werden, wobei es sich ausschließlich um Gneise des Ötztalkristallins handelte. Während einige der Kalksteine im Sediment Gekritze aufwiesen, überdeckte starke Anwitterung der Dolomitsteine Hinweise auf deren glazialen oder fluvialen Transport.

Erratika kamen sowohl am Top als auch an den Flanken des Hügel vor, wobei bemerkenswert ist, daß an letzteren eine relative Anreicherung auftrat. Ursache dafür ist, daß der verhältnismäßig flache Hügel am Top erodiert wurde, was zur Ablagerung der Erratika an dessen Flanken führte.

3. Erklärung der Phänomene

Die anfangs beschriebene symmetrische Form, sowie die Erratika am Top legen den Schluß nahe, daß nach dem Fernpaßbergsturz ein erneuter Gletscher aus dem Inntal Richtung N vordrang. Allerdings können die von ABELE (1964) beschriebenen randglazialen Prozesse hier nicht erklären, weshalb Erratika am Top in geringerer Anzahl auftreten, als an den Flanken, da eine einzelne Scholle vorliegt. Vielmehr führte die Geschwindigkeitsdifferenz des Eises zwischen Hügeloberstem und Hügeltiefstem zu verschieden starker Akkumulation der Erratika.

Somit zeigt dieser Aufschluß, daß nach dem Abgang des Fernpaßbergsturzes ein erneutes Vordringen des Inntalgletschers in die Fernpaßfurche stattfand, was bereits von KLEBELSBERG (1935) und ABELE (1964) nachgewiesen wurde.

Dennoch stellt sich die Frage, wie eine einzelne Gesteinsscholle von 20 Metern Durchmesser noch in Zusammenhang stehen kann, nachdem sie acht Kilometer Weglänge und maximal 1265 Höhenmeter hinter sich gebracht hat. Möglich wäre, daß der Bergsturz auf größere Mengen noch vorhandenen Eises fiel und mit diesem transportiert wurde. Dadurch würde zwar die Erhaltung des Gesteinszusammenhanges erklärt, nicht

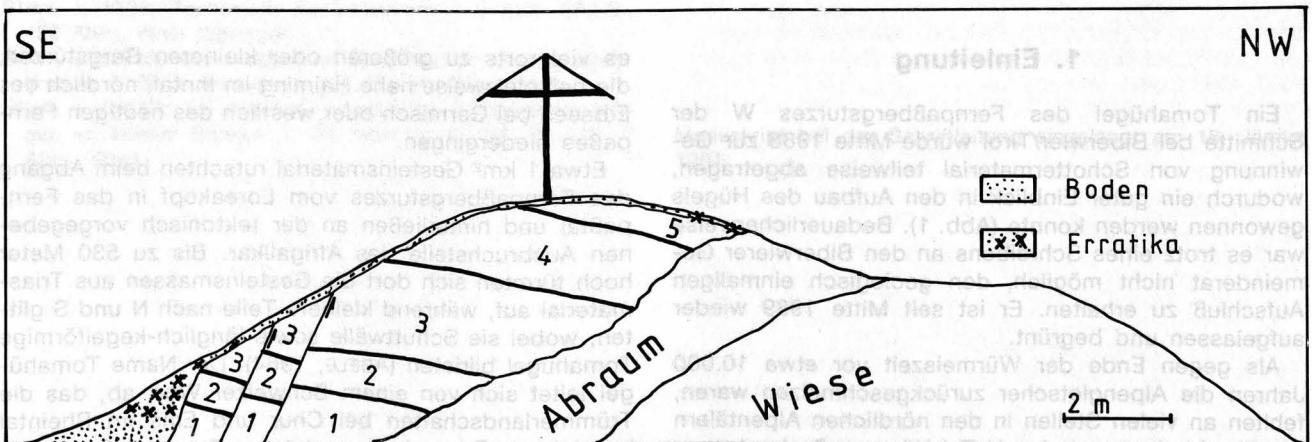


Abb. 2.
Vereinfachter Querschnitt durch die Hauptdolomitscholle des Tomahügels.
Die Zahlen 1 bis 5 bezeichnen verschiedene, nicht näher bestimmte stratigraphische Horizonte des Hauptdolomits.

aber die Lage der Tomahügel, welche bis kurz vor Nasereith auftreten. Sie hätten in diesem Fall nämlich entgegen der Eisflußrichtung transportiert werden müssen.

An allochthonen Schollen des Impacts vom Nördlinger Ries/Süddeutschland ist beobachtbar, daß trotz Transportwegen von 13 Kilometern (Malm Beta/Gamma Scholle im Steinbruch Schneider bei Wemding) ganze stratigraphische Abfolgen erhalten bleiben können (CHAO, HÜTTNER, SCHMIDT-KALER, 1978). Grund dafür ist, daß sich vor und unter mit hohen Geschwindigkeiten bewegten Massen ein Luftpolster ausbildet und nahezu zerstörungsfreien Transport über weite Strecken ermöglicht. Der Fernpaßbergsturz kann also durchaus auf eine großteils eisfreie Fernpaßfurche niedergegangen sein, wenn man zusätzlich in Betracht zieht, daß es sich um einen Fallsturz gehandelt hatte, der sehr hohe Geschwindigkeiten mit sich bringt.

4. Ausblick

Der zeitlich begrenzt vorhandene Aufschluß zeigt, wie wichtig es ist, solche Stellen baldmöglichst zu beschreiben, um vorhandene Erkenntnisse zu ergänzen oder zu bestätigen. Viele Behörden sind jedoch noch

nicht zu der Einsicht gekommen, wie wichtig es für den Geowissenschaftler sein kann, einen Aufschluß als Naturdenkmal für Forschungen zu erhalten. Selbstverständlich kann es nicht das Ziel sein, jede Baugrube zu schützen. Bedenkt man jedoch, wie einfach es die Gesetzgebung den Archäologen macht, ihrer Arbeit nachzugehen, so ist es bedauerlich, daß für die geologische Forschung bisher wenig Verständnis aufgebracht wird.

Literatur

ABELE, G.: Die Fernpaßtalung und ihre morphologischen Probleme. – Tübinger geographische Studien, **12**, 1–123, Tübingen 1964.

CHAO, E.C.T., HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H.: Aufschlüsse im Ries Meteoritenkrater. – 84 S., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1978.

KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. – 872 S., Berlin (Bornträger) 1935.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände, Leipzig 1901/09.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. März 1991.



Buchbesprechungen

GRABERT, HELLMUT: Der Amazonas: Geschichte und Probleme eines Stromgebietes zwischen Pazifik und Atlantik. – XII+235 S., 73 Abb., 9 Tab., Berlin (Springer) 1991. Broschiert. DM 48.–, öS 280.– ISBN 3-540-52372-3

Der Verfasser zählt vermutlich zu den besten Kennern des Amazonasgebietes deutscher Sprache. Er hat in diesem riesigen Gebiet, das ca. ¼ der Fläche der USA ausmacht, 30 Jahre intensive Amazonasforschung betrieben. „Amazonien ist aber mehr als nur ein Flußsystem“ sagt er in seinem Vorwort. Daher steht im Mittelpunkt des Büchleins die historisch-geologische Entwicklung Amazoniens sowie die Entstehung des heutigen Gewässernetzes. Geologisch läßt er einen „geologischen Film“ vor den Augen des Lesers über die Entwicklung dieses Stromsystems entstehen. Er beginnt mit dem Gondwanakontinent und dessen Zerfall, der schließlich das Amazonas-Graben system zur Folge hatte. Die völlige geologische Neugestaltung Südamerikas verursachte die Andenogenese und die Entstehung des Atlantiks. Lief die Entwässerung bis dahin dem Pazifik zu, so wendete sie sich ab da dem Atlantik zu. Das Einzugsgebiet des Amazonas war geschaffen. Einen breiten Raum räumt er der geomorphologischen, fluvialen und der geoökologischen Dynamik ein. Klimageschichte und Böden der Tertiärzeit und des Quartärs geben Einblicke in die wechselhafte geologische Geschichte des Amazonasbeckens.

Erschütternd sind die Aussagen des Verfassers über anthropogene Eingriffe und Fragen der Ökologie. Sie weisen auf Probleme hin, die weltweite Auswirkungen haben werden. „Die Wissenschaft kommt nicht nach, ihn [den Amazonaswald, Anm. d. Rez.] vor seiner Vernichtung durch den Menschen auch nur annähernd zu erkunden.“ Die Gier nach Lebensraum und Rohstoffen aller Art (Holz, Erze, Erdöl, Wasserkraft usw.) stören das Ökosystem Amazoniens gewaltig, das auf die tiefreichenden Eingriffe des Menschen so negativ reagiert! Das Büchlein ist ein Versuch, über die Entwicklungsgeschichte und gegenwärtige Problematik eines überaus empfindlichen Ökosystems zu informieren, das für die Zukunft der Menschheit allergrößte Bedeutung gewinnt. „Dieses soll auch im vorliegenden Buch mitbehandelt und aufgezeichnet werden.“ Wahrlich ein Buch, das nicht in Gelehrtenbibliotheken verstauben soll. Da es leicht faßbar geschrieben ist, ist ihm eine weite Verbreitung – vor allem in Kreisen der Verantwortlichen – sehr zu wünschen.

TILFRIED CERNAJSEK

HÖLTING, BERNWALD: Hydrogeologie. Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie. – 3. Aufl., 396 S., 109 Abb., 39 Tab., Stuttgart (Enke) 1989.

Das handliche Buch über Hydrogeologie ist in einer neu bearbeiteten 3. Auflage erschienen. Es ist gelungen, der sich in den letzten Jahren besonders rasch entwickelnden Geohydrochemie und dem daraus resultierenden Grundwasserschutz voll Rechnung zu tragen. Neben der Erweiterung der besonders auf die Wasserbeschaffenheit bezogenen Abschnitte werden folgende Kapitel wie: Thermodynamik, Geohygiene des Grundwassers, mikrobielle Abbauprozesse und Plausibilitätskontrollen neu aufgenommen.

Besonders wurde der Grundwasserschutz berücksichtigt, dieser Abschnitt wurde von 25 auf 43 Seiten erweitert, die Anzahl der Tabellen ist von 27 auf 39 angewachsen. Leider wurden die Tabellen „Erfahrungswerte für Wasserverbrauch“ und „Luftsauerstoff-Sättigungswerte des Wassers in mg O₂/l“ in dieser Auflage weggelassen.

Trotz der Fülle von Informationen und die durch die Neubearbeitung erfolgte Erweiterung, ist es gelungen, die leichte Lesbarkeit und das handliche Taschenbuchformat beizubehalten.

Es ist daher jedem, der sich in irgendeiner Form, sei es beruflich oder nur aus Interesse mit Hydrogeologie befaßt, dieses Buch bestens zu empfehlen.

FRANZ BOROVIČENY

KRAFFT, M.: Führer zu den Virunga-Vulkanen: der Nyiragongo und der Nyamuragira im westlichen Teil des Ostafrikanischen Grabens. – 187 S., 33 Abb., 5 Taf., kartoniert. ISBN 3-432-98911-3.

Das vorliegende Buch gibt eine sehr detaillierte Beschreibung des Vulkangebietes im westlichen Teil des Ostafrikanischen Grabens. Es handelt sich dabei um eine Synthese der wichtigsten Arbeiten dieses Gebietes. Dabei werden sowohl detaillierte Beschreibungen der einzelnen Regionen hinsichtlich Geographie, Geomorphologie, Gesteinsbestand und Geochemie gegeben, sondern auch geschichtliche Ereignisse und Toponomie (Ortsnamenkunde) gegeben. Die beiden Hauptvulkane, der Nyiragongo und der Nyamuragira, werden von Ihrer Entstehung an fortlaufend dokumentiert und der geschichtliche Zustand in zahlreichen sehr guten Darstellungen gezeigt. Da sich das vorliegende Buch als Führer versteht, sind sowohl Ratschläge für eine eigene Exkursion gegeben, als auch Vorschläge mit Angabe der voraussichtlichen Dauer, Länge, notwendigen Ausrüstung und wichtigsten Literatur. Im Anhang finden sich eindrucksvolle Farbbilder von Vulkanausbrüchen und interessanten Ereignissen. Abschließend kann gesagt werden, daß das vorliegende Buch für einen Amateurvulkanologen aber auch für Studenten einen sehr guten Überblick über das interessante Gebiet gibt und zu empfehlen ist.

AXEL NOWOTNY

OKAL, A. (Ed.): Aspects of Pacific Seismicity. – Basel – Boston – Berlin (Birkhäuser) 1991. ISBN 3-7643-2589-5 (ISBN 0-8176-2589-5)

Der Sonderband von „Pure and Applied Geophysics (PA-GEOPH)“ enthält zwei umfangreiche Studien zur Seismizität des pazifischen Raumes. Die erste dieser Arbeiten, „Circum-

Pacific Seismic Potential 1989–1999“ von S. P. NISHENKO vom National Earthquake Information Center in Denver basiert auf einer Analyse von 96 aktiven Abschnitten an Plattengrenzen im zirkumpazifischen Raum mit dem Ziel, die Wahrscheinlichkeit größerer Erdbebenereignisse abzuschätzen. Dazu werden die Daten der Zeiträume zwischen solchen Ereignissen in historischer Zeit, in der geologischen Vergangenheit und in der jüngsten Vergangenheit (zusammen mit der meßbaren Driftgeschwindigkeit des betreffenden Plattensegmentes) herangezogen, und somit eine zeitabhängige Beziehung hergestellt, die im Gegensatz zu einer Poisson-Verteilung (zeitunabhängig) für Vorhersagen von Erdbeben nach den Erfahrungen des Autors besser geeignet ist. Nach einer detaillierten, den genannten Kriterien folgenden Darstellung der Seismizität dieses riesigen Areals werden sogenannte „Vorhersage-Fenster“ und die prozentuelle Wahrscheinlichkeit von Krustenbewegungen präsentiert, wobei sich der Autor nicht scheut, auch über-90-prozentige Wahrscheinlichkeiten in absehbarer Zukunft für einzelne Lokalitäten anzugeben. Im gesamten stellt dieser Artikel neben brillanten statistischen Verfahren Datenreihen über einen Teil unserer Erde vor, der für die geologische Geschichte und Gegenwart von immenser Bedeutung ist.

Eine Ergänzung bildet die zweite Studie dieses Bandes (WYSESSION, M. E. et al.: Intraplate Seismicity of the Pacific Basin, 1913–1988), in der aufgezeichnete Daten und Interpretationen kritisch überarbeitet und statistisch (Monte Carlo-Test) einer neuen Bearbeitung unterworfen wurden; die Autoren kommen nach dieser „relocation“ der Epizentren zur Auffassung, daß zahlreiche Beben, die bisher als innerhalb von Platten lokalisiert wurden, in Wirklichkeit an den Rändern situiert waren. Dies führt zu einem modifizierten Bild der Struktur des betrachteten Gebietes.

Fast zweihundert Millionen Menschen besiedeln den zirkumpazifischen Gürtel, der durch seine seismische Aktivität auch ihr Denken und Handeln beeinflusst. Versuche, das Verhalten solcher Gebiete zu erfassen, liegen daher im Interesse der Bevölkerung und rechtfertigen so die beträchtlichen Mittel, die in die angewandte Forschung investiert werden. Der hier besprochene Band von PAGEOPH trägt zu dieser Rechtfertigung bei.

HERBERT HEINZ

PELLANT, CH.: Kosmos-Atlas Gesteine, Mineralien und Fossilien. – Aus dem Englischen übersetzt von G. HINTERMAIER-ERHART, 176 S., 350 Abb., Stuttgart (Franckh-Kosmos) 1991. DM 78.–. ISBN 3-440-06217-1

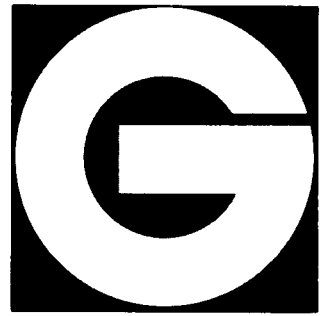
„Dieser Kosmos-Atlas zeigt die wichtigsten Gesteine, Mineralien und Fossilien aus aller Welt.“ Möglicherweise könnte man wirklich einen solchen Atlas zusammenstellen, bräuchte dazu aber wohl sehr, sehr lange und weltweite Vorarbeiten. Andererseits kann man auch eine Anzahl von Objekten, die man gerade bei der Hand hat, hernehmen, davon Fotos machen und diese mit einem erläuternden Text versehen. Das Ergebnis wird eines aus der schon recht stattlichen Reihe jener „Bilderbücher“ sein, die zwar mit dem Anspruch auftreten, Bestimmungshilfe für alle möglichen erdwissenschaftlichen Sammelgegenstände zu sein, diesem aber natürlich nicht genügen können.

Es ist nach meiner Meinung völlig unmöglich, auch nur die wichtigsten dieser Objekte in dieser Weise eindeutig wiedererkennbar darzustellen, vor allem, wenn man sich auf ein relativ niederes taxonomisches Niveau begibt. Das schafft nur ein durchgearbeiteter, eventuell von schematischen Abbildungen begleiteter Bestimmungsschlüssel.

Die Landschaftsfotos des Buches, vor allem aus Amerika und England, sind schön. Daß den anderen Abbildungen „ausgesucht schöne Stücke“ zugrundelagen, darf zumindest teilweise bezweifelt werden. Am ehesten entsprechen, so weit ich das beurteilen kann, noch die Mineralien. Gesteinshandstücke in dieser Art abzubilden, halte ich, zumindest bei den Sedimenten, nicht für sinnvoll. Bei den Fossilien vollends haben die Autoren gar keine glückliche Hand bewiesen; die Exemplare sind meistens uncharakteristisch und dazu noch oft aus einer unmöglichen Perspektive aufgenommen. Den Text zu den Abbildungen muß man, da er nicht hervorgehoben, irgendwo auf der Seite suchen.

Ich habe mich gefragt, welche die Zielgruppe dieses Atlas sein könnte. Vielleicht am ehesten noch Leute, die bisher von Mineralogie, Geologie und Paläontologie nichts gewußt haben. Dafür zahlen sie einen hohen Preis.

FRANZ STOJASPAL



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1991
BAND 134/3

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“
ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Inhalt

Nach Kartenblättern geordneter Überblick	450
ANDRULEIT, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen (Madautal und Parseier Tal) auf Blatt 144 Landeck	512
ANTONITSCH, W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 184 Ebene Reichenau	543
APPOLD, Th.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	546
BAUER, F.K.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Gaming auf Blatt 72 Mariazell ...	477
BAUER, F.K.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Schwabeltales auf Blatt 100 Hieflau	480
BAUER, F. K.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen südlich der Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg	482
BECK-MANNAGETTA, P.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 206 Eibiswald ...	553
BECKE, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf der Rax-Südseite auf Blatt 104 Müzzzuschlag	487
BLAU, J., BLIND, W., GRÜN, B. & SCHMIDT, Th.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 178 Hopfgarten, 179 Lienz, 195 Sillian und 196 Obertilliach	527
BLAUHUT, A.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär der südlichen Gesäuseberge auf den Blättern 99 Rottenmann und 100 Hieflau	479
B'SHARY, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel	499
BRYDA, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Hüpflinger Deckschollen auf Blatt 100 Hieflau	481
CICHA, I. & RUDOLSKÝ, J.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in Miozän- und Quartärsedimenten im Nordostteil von Blatt 22 Hollabrunn	460
ČTYROKA, J. & ČTYROKÝ, P.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 9 Retz	454
DAXNER-HÖCK, G., z.T. gem. mit DE BRUJN, H. & HÖCK, E.: Bericht 1990 über das Projekt „Kleinsäuger“ (Probenahme) der begleitenden Grundlagenforschung	556
DECKER, K.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen an der Kalkalpen-Flysch-Grenze auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs	476
DIEDRICH, U.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen am Kalkalpennordrand auf Blatt 112 Bezau ...	494
DÖHRN, V.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen am Gleichenberger Kogel auf Blatt 192 Feldbach	549
EBNER, F.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg	524
EGGER, A.J.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der südöstlichen Schobergruppe auf Blatt 180 Winklern	532
EGGER, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen	470
EGGER, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal	471
EGGER, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming	473
EISNER, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen des Gebietes um St. Anna am Aigen auf Blatt 192 Feldbach	549
ELSNER, R.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen am Südostrand des Tauernfensters auf Blatt 182 Spittal an der Drau	542
EXNER, Ch.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Nock-Kristallin auf Blatt 157 Tamsweg	524
FAUPL, P.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Gosauablagerungen auf Blatt 69 Großraming	473
FINGER, F.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt	456
FLÜGEL, H.W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 164 Graz	526
FRIEBE, J.G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 192 Feldbach	550

FRIEBE, J.G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 207 Arnfels	554
FRIEDL, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt	457
FUCHS, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang	493
FUCHS, G. & LINNER, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen (Übersichtsbegehungen) auf Blatt 180 Winklern	534
HANDLER, R.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den basalen Anteilen der Norischen Decke auf Blatt 133 Leoben	508
HASENHÜTTL, Ch.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg	525
HAUNSCHMID, B.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt	458
HEEDE, H.-U.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	547
HEINISCH, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel	500
HEINISCH, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See	502
HEINISCH, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone und in der Sadniggruppe auf Blatt 180 Winklern	535
HENRICH, M. & HEYER, Th.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den südöstlichen Lienzer Dolomiten auf Blatt 197 Kötschach	552
HERMANN, S.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 132 Trofaiach und 133 Leoben	506
HERRMANN, P.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 167 Güssing	527
HOKE, L.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der nördlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach	539
HOLÁSEK, O.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in Miozän- und Quartärsedimenten im Nordostteil von Blatt 22 Hollabrunn	461
IBETSBERGER, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen	471
KLEINSCHMIDT, G., BIALLAS, H.-P., BRIGGMANN, B., KLINGEL, B. & LENSER, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 185 Straßburg	544
KOHL, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels	466
KRAINER, K.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck	513
KREUTZER, St.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Thurntaler Quarzphyllit auf Blatt 179 Lienz	530
KUHLEMANN, J.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen Sulzetal auf Blatt 144 Landeck	513
KUPKA, E.J.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl	460
LINNER, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern	536
MANDL, G.W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Mürztaler Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg	483
MANDL, G.W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag ..	487
MATURA, A.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Wechselkomplex, im zentralalpiner Permomesozoikum und im Grobgneiskomplex auf Blatt 104 Mürzzuschlag	489
MEGGERS, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen (hinteres Röttal, Alblital) auf Blatt 144 Landeck	514
MOSSBAUER, L.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet Großer und Kleiner Buchberg auf Blatt 69 Großraming	475
NEUBOURG, B.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen (östliches Sulzetal) auf Blatt 144 Landeck	515
NIEVOLL, J.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 133 Leoben	509
NOVÁK, Z.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 22 Hollabrunn	462
NOWOTNY, A.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 103 Kindberg	484
NOWOTNY, A.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 104 Mürzzuschlag	491
NOWOTNY, A.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck	515
OBERHAUSER, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Vorarlberger Helvetikum auf Blatt 112 Bezau	495
PAHR, A.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang	493
PÁLENSKÝ, P.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Raum Platt, Braunsdorf und Ober-Steinabrunn auf Blatt 22 Hollabrunn	463
PASCHER, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 77 Eisenstadt und 78 Rust	478
PAUL, E.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gleinalmkristallin auf Blatt 133 Leoben	510
PAVLIK, W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen	471

PAVLIK, W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg	484
PESTAL, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel	501
PESTAL, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See	503
PESTAL, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck	516
PLÖCHINGER, B.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Raum Kaumberg – Altenmarkt a.d. Triesting auf Blatt 57 Neulengbach	468
POSCHER, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Achenseedammes auf Blatt 119 Schwaz	496
POSCHER, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Kundler Schwemmfächers auf Blatt 120 Wörgl	498
POSCHER, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner	518
POSCHER, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Dorfertales auf Blatt 153 Großglockner	523
RANTITSCH, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg	525
RANTITSCH, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf den Blättern 197 Kötschach, 198 Weißbriach und 199 Hermagor	553
RAUCH, P.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gleinalmkristallin auf den Blättern 133 Leoben und 163 Voitsberg	511
ROCKENSCHAUB, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Kristallin südlich von Mürzzuschlag auf Blatt 104 Mürzzuschlag	492
ROCKENSCHAUB, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck	516
ROCKENSCHAUB, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 148 Brenner	519
ROETZEL, R.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras	453
ROGL, Ch.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal	473
RÜHLEMANN, C.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 112 Bezau	495
RUSSEGGER, B.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg	526
RUŽIČKA, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Raum Zellerndorf – Pernersdorf auf Blatt 22 Hollabrunn	463
SALVERMOSER, St.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Mehrnbach auf Blatt 47 Ried im Innkreis	465
SCHAUER, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen am Südrand des Dachsteinmassivs auf Blatt 127 Schladming	504
SCHERMAIER, A.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt	458
SCHINDLMAYR, A. & ARMING, W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Zell am Ziller	520
SCHUBERT, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt	459
SCHULZE, T.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 112 Bezau	496
SPAETH, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Altkristallin der Schobergruppe und der Deferegger Alpen auf Blatt 179 Lienz	531
STADLMANN, Th. & MAHRLE, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Zell am Ziller ...	521
STRELE, K.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Roßkogel-Deckscholle auf Blatt 103 Kindberg	486
THIELE, O.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 53 Amstetten	467
THIELE, O.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 149 Lanersbach	520
THIELE, O.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Zell am Ziller	523
UCIK, F.H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Blättern 144 Landeck und 172 Weißkugel	517
VAN HUSEN, D.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	548
VAN HUSEN, D.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 195 Sillian	551
VUJTA, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Raum Goggendorf – Sitzendorf – Mittergrabern auf Blatt 22 Hollabrunn	464
WAGREICH, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in Kreideserien auf Blatt 69 Großraming	475
WALTL, R.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Raumes Aurach – Paß Thurn auf Blatt 122 Kitzbühel	502
WEISSENBÄCK, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär der nördlichen Gesäuseberge auf den Blättern 99 Rottenmann und 100 Hieflau	479
WESSELY, G.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 57 Neulengbach	469
WOLF, S.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Oberkreide und der Trias auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	547

Nach Kartenblättern geordneter Überblick

8	Geras	
	R. ROETZEL	453
9	Retz	
	J. ČTYROKÁ & P. ČTYROKÝ	454
16	Freistadt	
	F. FINGER	456
	G. FRIEDL	457
	B. HAUNSCHMID	458
	A. SCHERMAIER	459
	G. SCHUBERT	459
19	Zwettl-Stadt	
	J. KUPKA	460
22	Hollabrunn	
	I. CÍCHA & J. RUDOLSKÝ	460
	O. HOLÁSEK	461
	Z. NOVÁK	462
	P. PALENSKY	463
	M. RUŽICKÁ	463
	M. VUJTA	464
47	Ried im Innkreis	
	St. SALVERMOSER	465
49	Wels	
	H. KOHL	466
53	Amstetten	
	O. THIELE	467
57	Neulengbach	
	B. PLÖCHINGER	468
	G. WESSELY	469
64	Straßwalchen	
	H. EGGER	470
	H. IBETSBERGER	470
	W. PAVLIK	471
67	Grünau im Almtal	
	H. EGGER	471
	Ch. ROGL	473
69	Großbraming	
	H. EGGER	473
	P. FAUPL	473
	L. MOSSBAUER	475
	M. WAGREICH	475
70	Waidhofen an der Ybbs	
	K. DECKER	476
72	Mariazell	
	F.K. BAUER	477
77	Eisenstadt	
	G. PASCHER	478
78	Rust	
	G. PASCHER, gemeinsam mit 77 Eisenstadt	478
99	Rottenmann	
	A. BLAUHUT	479
	M. WEISENBÄCK	479
100	Hieflau	
	F.K. BAUER	480
	A. BLAUHUT, gemeinsam mit 99 Rottenmann	479
	G. BRYDA	481
	M. WEISENBÄCK, gemeinsam mit 99 Rottenmann	479
103	Kindberg	
	F.K. BAUER	482
	G.W. MANDL	483
	A. NOWOTNY	484
	W. PAVLIK	485
	K. STRELE	486
104	Mürzzuschlag	
	M. BECKE	487
	G.W. MANDL	487
	A. MATURA	489
	A. NOWOTNY	491
	M. ROCKENSCHAUB	492

106 Aspang	
G. FUCHS	493
A. PAHR	493
112 Bezau	
U. DIEDRICH	494
M. OBERHAUSER	495
K. RÜHLEMANN	495
T. SCHULZE	496
119 Schwaz	
G. POSCHER	497
120 Wörgl	
G. POSCHER	498
122 Kitzbühel	
M. B'SHARY	499
H. HEINISCH	500
G. PESTAL	501
R. WATTL	502
123 Zell am See	
H. HEINISCH	502
G. PESTAL	503
127 Schladming	
M. SCHAUER	504
132 Trofaiach	
S. HERMANN	506
133 Leoben	
S. HERMANN, gemeinsam mit 132 Trofaiach	506
R. HANDLER	508
J. NIEVOLL	509
E. PAUL	510
P. RAUCH	511
144 Landeck	
H. ANDRULEIT	512
K. KRAINER	513
J. KUHLEMANN	513
H. MEGGERS	514
B. NEUBOURG	515
A. NOWOTNY	515
G. PESTAL	516
M. ROCKENSCHAUB	516
F.H. UCİK	517
148 Brenner	
G. POSCHER	518
M. ROCKENSCHAUB	519
149 Lanersbach	
O. THIELE	520
150 Zell am Ziller	
A. SCHINDLMAYR & W. ARMING	520
Th. STADLMANN & M. MAHRLE	521
O. THIELE	523
153 Großglockner	
G. POSCHER	523
157 Tamsweg	
Ch. EXNER	524
163 Voitsberg	
F. EBNER	524
Ch. HASENHÜTTL	525
G. RANTITSCH	525
P. RAUCH	525
B. RUSSEGGER	526
164 Graz	
H.W. FLÜGEL	526
167 Güssing	
P. HERRMANN	527
172 Weißkugel	
F.H. UCİK, gemeinsam mit 144 Landeck	517
178 Hopfgarten	
J. BLAU, W. BLIND, B. GRÜN, Th. SCHMIDT & M. SENFF	527
179 Lienz	
J. BLAU, W. BLIND, B. GRÜN, Th. SCHMIDT & M. SENFF, gemeinsam mit 178 Hopfgarten	527
St. KREUTZER	530
G. SPAETH	531
180 Winklern	
A.J. EGGER	532
G. FUCHS & M. LINNER	535
H. HEINISCH	536
M. LINNER	538
A. ZADOW	538
181 Obervellach	
L. HOKE	539

182	Spittal an der Drau	
	R. ELSNER	542
184	Ebene Reichenau	
	W. ANTONITSCH	543
185	Straßburg	
	G. KLEINSCHMIDT, H.P. BIALLAS, B. BRIGGMANN, B. KLINGEL & M. LENSER	544
186	St. Veit an der Glan	
	Th. APPOLD	546
	H.U. HEEDE	547
	S. WOLF	547
	D. VAN HUSEN	548
192	Feldbach	
	V. DÖHRN	549
	M. EISNER	549
	J.G. FRIEBE	550
195	Sillian	
	J. BLAU, W. BLIND, B. GRÜN, Th. SCHMIDT & M. SENFF, gemeinsam mit 178 Hopfgarten	527
	D. VAN HUSEN	551
196	Obertilliach	
	J. BLAU, W. BLIND, B. GRÜN, Th. SCHMIDT & M. SENFF, gemeinsam mit 178 Hopfgarten	527
197	Kötschach	
	M. HENRICH & Th. HEYER	552
	G. RANTITSCH	553
198	Weißbriach	
	G. RANTITSCH, gemeinsam mit 197 Kötschach	553
199	Hermagor	
	G. RANTITSCH, gemeinsam mit 197 Kötschach	553
206	Eibiswald	
	P. BECK-MANNAGETTA	553
207	Arnfels	
	J.G. FRIEBE	554

Schriftleitung: ALBERT DAURER.

Berichte über Tätigkeiten im Jahr 1990 zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000

Blatt 8 Geras

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras

Von REINHARD ROETZEL

Die geologische Kartierung der tertiären und quartären Sedimente auf Blatt Geras wurde im Jahr 1990 im Raum Geras – Goggitsch – Hötzelsdorf – Harth – Pfaffenreith fortgesetzt und im Gebiet von Geras – Kottaun – Langau – Hessendorf neu begonnen.

Ergänzend zu den Kartierungsbohrungen des Jahres 1989 teufte die Geologischen Bundesanstalt mit dem eigenen Bohrgerät im Südost-Teil des Kartenblattes, im Raum Starrein – Prutzendorf, 5 Schneckenbohrungen ab. Die tertiären Sedimente in der Senke zwischen Hötzelsdorf und Geras wurden durch weitere 15 Bohrungen erschlossen. Insgesamt wurden auf dem Blatt Geras im Jahr 1990 176,6 Bohrmeter abgeteuft und aus dem Bohrmaterial 70 Sedimentproben entnommen.

Im Raum Goggitsch – Geras treten in den Senken zwischen den Kristallinauftragungen des Goggitschberges südlich Geras, östlich Pfaffenreith und nördlich und nordwestlich Goggitsch tertiäre Sande, Silte und Tone auf. Die Sedimente sind oberflächennah nur in schmalen Streifen entlang der Kristallinkuppen aufgeschlossen, konnten jedoch durch Bohrungen auch unter der weit verbreiteten Lehmdecke nachgewiesen werden.

Südlich des Goggitschberges schließt eine kleine aufgelassene Sandgrube siltige Mittelsande auf, die in einer schmalen Rinne zwischen Kristallinauftragungen gegen Süden auskartierbar sind. 2 Bohrungen in diesem Gebiet erschlossen rasch wechselnde, mitunter kiesige und stark siltige Mittel- bis Grobsande in einer Mächtigkeit von 8–10 m.

Auch in der Senke südlich des Edlerseeiteiches konnten feldspatreiche Grobsande unter 3 m Silt und Ton in ähnlicher Mächtigkeit erbohrt werden. Der an der Oberfläche ausbeißende, meist stark grobsandige, blaugraue Ton, der die grobklastischen Sedimente überlagert, ist entlang der Kristallinkuppen östlich Pfaffenreith und westlich Goggitsch zu verfolgen.

In Verbindung mit diesen pelitischen Sedimenten, vereinzelt aber auch auf dem Kristallin, wie z.B. am Goggitschberg und östlich Harth, treten eckige bis kantengerundete Quarzkiese mit einer auffallend rotbraunen bis honiggelben Oberfläche auf. Die Mittel- bis Grobkiese von 1 bis 7 cm Durchmesser finden sich, wie die Bohrungen zeigten, jedoch nur an der Oberfläche der Sedimente. Da die Quarze sowohl auf tertiären

Sedimenten als auch auf kristallinem Untergrund vorkommen und in ihrer Form oft an Windkanter erinnern, ist anzunehmen, daß es sich um quartäre, teilweise vom Wind bearbeitete Restquarze handelt.

Nördlich Goggitsch, im Einschnitt des nach Geras führenden Güterweges, sind am Rande des Kristallins wiederum Tone und Sande des Tertiärs aufgeschlossen. Hier lagern über dem stark verwitterten Grundgebirge blaugraue bis gelbbraune, sandig-siltige Tone. Im Hangenden liegen darüber siltig-kiesige Mittel- bis Grobsande gefolgt von stark siltigen Feinsanden mit Silt-Ton-Einschaltungen.

Im Bereich Harth – Hötzelsdorf treten nordöstlich der Bachleiten, wo durchwegs Kristallin aufgeschlossen ist, in den Fluren Kohlacker und Böhmsstraße, in einem NNW–SSE-streichenden Streifen, zahlreiche Schotter- und Sandflecken aus der Lehmbedeckung hervor.

Die Quarzschotter mit Durchmesser von 3 bis 6 cm sind sowohl sehr gut gerundet als auch kantengerundet. Neben weißgrauen Komponenten sind auch wieder solche mit rotbrauner bis honiggelber Oberfläche zu finden. Bohrungen in diesen Sedimenten zeigten, daß die rotbraunen Quarze wiederum nur oberflächennah, bis maximal 1 m unterhalb der Geländeoberkante angereichert sind. Darunter folgen die rasch wechselnden Sande, Silte und Tone des Tertiärs, wobei eine Bohrung in der Flur Böhmsstraße bei 13 m noch nicht das Kristallin erreichte. In ähnlicher Weise konnten unmittelbar nördlich Harth, zwischen den Straßen nach Schirmannsreith und Pfaffenreith, unter 70 cm Schutt aus rotbraunen Quarzen, ca. 9 m Grob-, Mittel- und Feinsande in Wechsellagerung mit sandigen Silten erbohrt werden.

Weitere Bohrungen in dem 1989 kartierten Gebiet zwischen Hötzelsdorf und Goggitsch zeigten unter der 2 bis 4 m mächtigen Lehmdecke durchwegs tertiäre Sedimente. Die 8 bis 10 m tiefen Bohrungen förderten überwiegend blaugraue bis gelbbraune sandige Silte und Tone, die vereinzelt von Mittel- und Feinsanden unterbrochen werden.

Eine Bohrung im Teichfeld östlich Goggitsch erreichte in ca. 6,5 m Tiefe Kohletone, die eine reiche Pollenflora sowie Samenreste enthalten. Unterhalb der Kohletone treten tonige Silte und Feinsande auf, die reich an Bivalven- und Gastropodenschalen sind. Aus den siltigen Feinsanden in 9,8 m Tiefe konnte *F. STOJASPAL Pirenella ? nodosoplicata* (HÖRNES) bestimmen.

Die Pollenflora ist nach den ersten palynologischen Untersuchungen durch I. DRAXLER stratigraphisch mit Langau vergleichbar.

Die zahlreich darin vorkommenden Samen stammen ausschließlich von Wasserpflanzen. Nach einer ersten Bearbeitung durch B. MELLER am Naturhistorischen Museum Wien sind *Stratiotes*, *Cyperaceae*, *Potamogeton*, *Salvinia*, *Azolla* und *Selaginella* vertreten.

Westlich von Dallein, oberhalb des Goggitschbaches konnten zahlreiche spätlatènezeitliche Keramikreste gefunden werden, die A. LEEB am Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Wien einstuft.

Nördlich und nordöstlich von Geras sind am Hufnagelberg, Kirchberg, Kreuzberg und in den Fluren Kleinfeld, Katzlwiesen, Hartfeld und Hufnagelfeld wiederum zahlreiche Kristallinauftragungen auskartierbar. In der dazwischen liegenden Senke, die ungefähr parallel zur Straße Geras – Langau verläuft, treten, so wie südlich Geras, tertiäre Sedimente auf. Diese überwiegend pelitischen Ablagerungen sind jedoch nur selten obertags aufgeschlossen, sondern liegen meist unter einer Lehmdecke.

Schwarzgraue bis blaugraue, fette Kohletone sind vor allem östlich der Straße Geras – Langau, und zwar im Bürgerfeld und nordöstlich daran anschließend, auskartierbar.

Im Geraser Feld, südwestlich Langau, sind die tertiären Sedimente meist von quartären Verwitterungslehmen verhüllt. Bohrungen für die Kohleprospektion und die wechselnde Oberflächenmorphologie lassen unter der Lehmdecke aber auch Kristallinauftragungen zwischen den tertiären Tonen und Sanden erkennen.

Unmittelbar südlich von Langau reihen sich mehrere kleine Kristallinkuppen eng aneinander. Diese bildeten wahrscheinlich eine Barriere für das dahinter, im Norden liegende Kohlebecken von Langau – Riegersburg. Die Entwässerung des Kohlebeckens erfolgte vermutlich über die nach Süden anschließende Senke von Langau – Geras – Hötzelsdorf, die sich auf Blatt Horn gegen Südosten über Kainreith und Sigmundsherg fortsetzt.

Im Südost-Teil des Kartenblattes wurde im Bereich Starrein – Prutzendorf die geologische Kartierung durch 5 weitere Bohrungen ergänzt. Dabei konnte die in den letzten Jahren erarbeitete Gliederung der tertiären Sedimente bestätigt werden. Hervorzuheben ist eine Bohrung in der Flur Anger, östlich von Prutzendorf, wo 16,4 m, gegen das Liegende zunehmend siltiger werdende montmorillonitreiche Tone erbohrt werden konnten. Weitere Bohrungen konnten das ausgeprägte Relief zwischen den hangenden, pelitreichen Schottern und Grobsanden der Theras-Formation und den im Liegenden folgenden montmorillonitreichen Tonen (?Zellerndorf-Formation) bestätigen.

Blatt 9 Retz

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 9 Retz

Von JIŘINA ČTYROKÁ & PAVEL ČTYROKÝ
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im September 1990 wurde der östliche Teil des österreichischen Gebiets auf dem Kartenblatt 9 Retz im Maßstab 1 : 50.000 einer geologischen Aufnahme unterworfen. Das aufgenommene Gebiet (in Unterlagen im Maßstab 1 : 10.000) ist gegen Norden durch die tschechoslowakisch-österreichische Grenze zwischen Klein-

haugsdorf im Osten und dem Höhlnerberg im Westen begrenzt. Gegen Westen ist das aufgenommene Gebiet ungefähr durch die Verbindungslinie zwischen dem Höhlnerberg und dem südlichen Fuß des Mittelbergs westlich von Obernabl, gegen Osten durch den über den Grenzstein Nr. VIII/48 östlich von Kleinhaugsdorf verlaufenden Meridian begrenzt.

Das Kristallin der Thaya-Granitoide wurde im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets kartographisch abgegrenzt. Westlich von Retz treten unverwitterte Gesteine der Thaya-Granitoide vornehmlich am Gollitschberg, Mittelberg, Kalvarienberg, Paraplueberg, am Bergrücken Heidbergen und nordwestlich von Mitterretzbach in der Umgebung vom Heiligen Stein zutage. Als rigide Blöcke inmitten der Weinberge, die meistens auf Eluvien angelegt wurden, treten isolierte Granitoidinseln im Raum von Altenbergen, Muzlon, und einige kleinere westlich vom Weißen Marter auf.

Diese unverwitterten Granitoide sind durch tief verwitterte Eluvien, Relikte miozäner Sedimente und deluvial-fluviatile Quartärablagerungen voneinander getrennt. Flächenmäßig am meisten verbreitet sind Eluvien der Granitoide, die vornehmlich in häufig angelegten Weinrebenkulturen auftreten. Die kartographische Abgrenzung der Eluvien in diesem Gebiet scheint begründet zu sein, denn ihre Mächtigkeit übersteigt vielerorts 2 m. Ihre Flächenausdehnung sowie Mächtigkeit wurden im Laufe der Geschichte durch eine intensive Bodenbearbeitung für den Weinbau gewiß stark beeinflusst. Eine Abgrenzung der Eluvien und Verwitterungsprodukte der Granitoide in diesem Gebiet hielt bereits H. VETTERS (1918) in seiner Karte für zweckmäßig.

Tertiär

Als das im Bereich der Kartenaufnahme tiefstlagernde stratigraphische Glied wurden hellgelbe bis weiße, feinkörnige Quarzsande mit Basallagen von Schottern und Konglomeraten ermittelt. Diese Sedimente transgredieren über verwitterte Granitoide des Thaya-Plutons. Am besten aufgeschlossen sind sie in aufgelassenen Sandgruben (Fundorte Nr. 83 und 84) am Fahrweg von Obernabl, westlich von Gollitsch. Hier treten auf verwittertem Granitoid weißgraue bis grünliche, mittelkörnige Schotter mit sandiger Grundmasse zutage, die eine Mächtigkeit von etwa 1,5 m aufweisen. Im Geröll überwiegen unvollkommen abgerundete Granit- und Gangquarzrollsteine. Aufwärts, gegen das Hangende zu, doch offensichtlich auch seitwärts, gehen diese Schotter in weißgraue bis weiße, feinkörnige bis mittelkörnige, schwach kalkige Quarzsande über, die lagenweise in geringmächtigen Sandsteinlagen verfestigt sind. Am Fundort Nr. 82, südlich von den erwähnten Sandgruben, wurde in diesen Sandsteinen eine sehr schlecht erhaltene Fauna mit ? *Venus* sp. und ? *Creuzia* sp. ermittelt. Aufgrund der lithologischen Übereinstimmung können diese Sande mit der Sand- und bröckligen Sandsteinschichtenfolge parallelisiert werden, in der überwiegend Weinkeller im historischen Stadtteil von Retz ausgehöhlt sind. Das neueste Profil erbrachten die im Jahre 1977 abgeteufte Brunnen der Weinbauschule am Südrand der Stadt Retz. Im Profil dieser Brunnen wurde der Thaya-Granitoid in einer Tiefe von 32,60 m festgestellt. Im Tiefenbereich von 1 bis 32,60 m wurde eine Schichtenfolge von vorwiegend fein- bis mittelkörnigen Sanden und Sandsteinen mit drei maximal 0,30 m mächtigen Konglomerat- bzw.

Schottereinlagerungen ermittelt. Für die Zuwendung dieses Brunnenprofils aus dem Stadtarchiv von Retz sowie weiteren Angaben vom Baualterplan der Stadt sind wir Herrn Stadtamtsdirektor DÜRR zu Dank verpflichtet.

Direkte paläontologische Nachweise für die Altersbestimmung der erwähnten Schichtenfolge konnten nicht erbracht werden. Aufgrund der Forschungsergebnisse von SUESS (1866), BERNHAUSER (1955) und WEINHANDL (1955) wird jedoch angenommen, daß diese vorwiegend aus Quarzsanden bestehende Schichtenfolge eine Küstenfazies litoraler Sedimente der Eggenburg-Stufe darstellt. Von BERNHAUSER werden ähnliche fossilreiche Quarzsande vom Liegenden der kalkigen Sandsteine und Kalksteine der Eggenburger Schichten in der Umgebung von Unternalb angeführt, die dort eine reiche Molluskenfauna mit *Pecten hornensis* und *Chlamys holgeri* führen. Aufgrund unserer Erfahrungen mit den geologischen Verhältnissen in weiterer Umgebung von Šatov und Znojmo (BATÍK-ČTYROKÝ et al., 1982, ČTYROKÝ-BATÍK et al., 1983) kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß ein Teil dieser Quarzsande auch auf dem Kartenblatt Retz der Hangendschichtenfolge des ? Ottnangien angehört, die manchmal auch dem Kristallin transgressiv auflagert.

Die oben erwähnten Sande sind ohne eine sichtbare Diskordanz von einer Schichtenfolge dunkelgrauer, graubrauner bis braungrüner, vornehmlich schluffiger, meist ungeschichteter, vorwiegend kalkfreier Tone und Tonsteine überlagert. Die Überlagerung dieser Tone und Tonsteine über weißgelben, feinkörnigen bis schluffigen Quarzsanden konnte in Grundaushüben für Neubauten in der Gasse „An der Mauth“ (Fundort Nr. 76) im Südteil der Stadt Retz nachgewiesen werden. Laut Angaben von VETTERS (1918) erreichte die letzterwähnte Schichtenfolge in der ehemaligen Ziegelgrube „Schwach“ (gegenwärtig Abfallplatz) im Stadtfeld eine Mächtigkeit von 22 m. Nach unseren vorläufigen Forschungsergebnissen sind diese Tonsteine meistens faunistisch fossil leer bzw. führen nur stratigraphisch nicht beweiskräftige und umgelagerte Foraminiferenarten. Entsprechend den geologischen Oberflächenaufnahmen kommen in dieser Schichtenfolge lagenweise feinkörnige Quarzsande und -schotter vor. Solch eine Lage wurde am Fundort Nr. 76 in Retz, kleinere Flächenlagen dann südlich vom Retzer Altbach in der östlichen Ecke des Stadtfelds und an einigen Orten am Retzer Galgenberg festgestellt. Die erwähnte Schichtenfolge baut das größte Gebiet des Retzer Galgenberges zwischen Schußbergmarter und Unterretzbach, ferner den südlichen Rand des Kartenblattes Retz südlich vom Bach zwischen dem Stadtfeld und Kleinhöflein sowie den Bergrücken östlich vom Weißen Marter auf. Wir nehmen an, daß westlich von Oberretzbach diesen Ablagerungen auch hellgraugrünliche, rostfarbige, schlierige bis weiße Quarzsande und dunkelgraugüne Tone angehören, die dem Kristallin transgressiv aufgelagert sind. In dieser Schichtenfolge am Hang der Weinberge wurde nur am Fundort Nr. 74 in einem Denudationsrelikt, das dem Kristallin westlich vom Mittelberg auflagert, eine Lage graugrüner, fester, laminiertes Schieferstone angetroffen, die auch diatomitisch sein dürften.

In Hinblick auf die vorläufige Feststellung, daß die meisten Tone und Tonsteine vorwiegend mikrofaunistisch fossil leer sind, können sie kaum für eine Lateralfazies der Eggenburger Schichten vom Hungerfeld bei

Unternalb (BERNHAUSER, 1955) gehalten werden. Vorläufig werden sie von uns in das Ottnangien eingestuft.

Das letzte stratigraphische Glied des Miozäns ist die Schichtenfolge graugrüner bis olivgrüner, schluffiger Schliermergel, worin etwa in einer Hälfte des Gesamtumfangs Lagen grügelber, schluffiger und feinkörniger Sande sowie wenig häufige Einlagerungen weißgelber und weißlicher grobkörniger Quarzsande und feinkörnige Quarzschotter vertreten sind. In den Schottern kommen vornehmlich vollkommen abgerundete, sphärische Gerölle von weißem und bräunlichem Quarz, verhältnismäßig häufig auch fragmentarische Schalen von *Ostrea* sp. vor. Aus der letzterwähnten Schichtenfolge bestehen die südlichen Bergrückenhänge an der Staatsgrenze zwischen Oberretzbach und Kleinhaugsdorf, nördlich von der Kote Schatzberg ist diese Schichtenfolge allerdings von einer mächtigen quartären Lößdecke überlagert. Aufgrund ihrer lithologischen Beschaffenheit, die durch typische Schliermergel und rhythmische Schluffbeläge auf den Schichtflächen charakterisiert wird, sowie aufgrund ihrer Foraminiferenfauna wird diese Schichtenfolge von uns in das Karpat eingestuft.

Die Entwicklung dieser Schichtenfolge ist vom angrenzenden tschechoslowakischen Gebiet nördlich von Unterretzbach gut bekannt, wo sie in neu errichteten Terrassen für Weinberge aufgeschlossen ist. Über das Profil dieser Schichtenfolge sind wir durch das alte Brunnenprofil vom Jahr 1953 bei den Zollhäusern in Unterretzbach (GRILL, 1959) gut informiert, wo im Tiefenintervall zwischen 8,00–51,40 m eine Folge mit vorwiegend „grauem sandigem Tegel“ und 6 bis 7 m mächtigen Sandlagen im höchst- sowie tiefstliegenden Profilschnitt ermittelt wurde.

Quartär

Von Quartärablagerungen im aufgenommenen Untersuchungsbereich wurden anthropogene Ablagerungen festgestellt, die vornehmlich auf den historischen Kern der Stadt Retz und auf den Abfallplatz beschränkt sind, der in der ehemaligen Ziegeleigrube „Schwach“ im Stadtfeld errichtet wurde. Längs der Bäche wurden holozäne fluviatile und deluvial-fluviatile Ablagerungen abgegrenzt.

In unteren Hanglagen oberhalb der Bachaufschwemmungen liegen holozäne bis pleistozäne, vornehmlich lehmige und sandige Sedimente vor. Diese sind vor allem im unteren Hangteil zwischen Oberretzbach und Unterretzbach verbreitet. Von Norden und Süden umsäumen sie den Bergrücken des Retzer Galgenberges. Stellenweise mächtige pleistozäne Lößdecken sind im Stadtfeld östlich von Retz, an beiden Seiten des Landbaches nördlich von Kleinhöflein und zwischen der Staatsgrenze und der Anhöhe Schatzberg im Ostteil des aufgenommenen Gebiets verbreitet. Selten kommen pleistozäne deluvial-äolische Sedimente vor, die nur am südwestlichen Fuß der Anhöhe Schatzberg ermittelt wurden.

Tektonik

Vorläufige Untersuchungsergebnisse ermöglichen die Annahme nur eines von WNW nach ESE, längs des Alluviums des Landbaches, ungefähr vom Campingplatz in Oberretzbach nach Unterretzbach streichenden Bruchs. Längs dieses parallel mit dem Südabschnitt des Slup-Bruchs, südlich von Šatov verlaufenden Bruchs (in Mähren, ČSFR, siehe Kartenblatt 34–131 Šatov, BATÍK-ČTYROKÝ et al., 1982) ist eine vorwiegend

mit Karpatsedimenten an der Oberfläche bedeckte Scholle abgesunken.

Blatt 16 Freistadt

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt

Von FRIEDRICH FINGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Herbst 1990 wurde von unserer Salzburger Arbeitsgruppe (F. FINGER, G. FRIEDL, B. HAUNSCHEID, A. SCHERMAIER, G. SCHUBERT) die Neukartierung des österreichischen Anteils des ÖK 50-Kartenblattes 16 Freistadt in Angriff genommen.

Die Ausgangssituation kann dabei wie folgt skizziert werden:

Der gesamte österreichische Anteil des Blattgebietes ist bereits seit den 60er-Jahren in einer geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1 : 100.000 erfaßt, nämlich in der „Übersichtskarte des Kristallins im Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich“ von G. FRASL et al. (1965). Die damaligen Aufnahmen wurden im Bereich der ÖK 50 Freistadt von H. KURZWEIL (Westteil) und E. ZIRKL (Ostteil) durchgeführt, wobei die Geologie folgendermaßen dargestellt wurde (siehe auch die zugehörigen Kartenerläuterungen von G. FUCHS & O. THIELE 1968):

Auf österreichischer Seite ist der Großteil (etwa $\frac{3}{4}$) des Kartenblattes Freistadt von massigen variszischen Granitarten aufgebaut, von denen wiederum der Weinsberger Granit etwa ein Drittel der Fläche ausmacht. Dieser grobe Biotitgranit mit i.a. 3–10 cm großen dicktafeligen Kalifeldspaten bildet auf Blatt Freistadt drei große Körper. Zwei in herzynischer Richtung langgestreckte Vorkommen des Granits liegen westlich bzw. nordwestlich von Freistadt (St. Peter-Eibenstein, Waldburg – Reichenenthal). Das dritte große Vorkommen befindet sich im Raum Windhaag – Leopoldschlag.

Östlich der Linie Freistadt – Summerau treten vorwiegend jüngere fein- bis mittelkörnige Granitoide auf. Auf der Mühlviertel-Übersichtskarte von FRASL et al. (1965) werden diese Granitoide durch eine gemeinsame rote Grundfarbe als zusammengehörig ausgeschieden („Feinkorngranitgruppe“ – siehe auch G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER 1978) und lediglich mittels verschiedener Übersignaturen in Varianten spezifiziert, wobei im Bereich von Freistadt weiträumig Freistädter Granodiorit – gegliedert in eine feinkörnige Kernfazies und eine relativ gröbere Randfazies – verzeichnet wurde. Ein bei Schenkenfelden gelegener Feinkorngranitkörper wurde mit einer eigenen Übersignatur als Zweiglimmergranit ausgeschieden.

Vorwiegend in Verbindung mit den Freistädter Granodioriten treten als jüngste magmatische Bildungen kleine Stöcke und Gänge von Apliten und Porphyriten auf (vgl. auch G. FRASL, 1957, 1959).

Als älteste Gesteine des Freistädter Kartenblattes (früh- oder vorvariszisch) sind auf der Mühlviertel-Übersichtskarte zwei kleine Vorkommen von Schiefergneisen eingetragen (südlich von Rainbach und

westlich von Schenkenfelden). Ein größerer Gneiskörper zwischen Lichtenau und St. Oswald wird als Übergangszone zwischen Schiefergneis und Perlgneis bezeichnet und dahingehend interpretiert, daß hier ältere Schiefergneise infolge der variszischen Regionalmetamorphose zu Perlgneisen (Gesteine mit perlenförmigen Feldspatblasten) umzukristallisieren begannen. Demgegenüber sind die sogenannten Grobkorngneise, welche von H. KURZWEIL westlich der Linie Freistadt – Stiftung großflächig kartiert wurden, nach G. FUCHS & O. THIELE (1968) variszische Mischgesteine des Weinsberger Granits, in denen der Altbestand nicht bloß umkristallisiert und homogenisiert wurde (wie bei den vor allem im Sauwald verbreiteten Perlgneisen), sondern in denen auch Stoffzufuhr vom Weinsberger Granit her eine Rolle gespielt hat. Auf Blatt Freistadt bestehen jedenfalls zwischen dem Weinsberger Granit und den Grobkorngneisen z.T. breite fließende Übergangszonen, die auf der Mühlviertel-Übersichtskarte mit einer eigenen Signatur belegt wurden.

Im Herbst 1990 wurden im gesamten österreichischen Anteil des Freistädter Kartenblattes zunächst Übersichtsbegehungen durchgeführt, um zu untersuchen, inwieweit die seinerzeit auf der Mühlviertel-Übersichtskarte verwendete Gesteinsgliederung und -nomenklatur noch als Grundlage für die anlaufenden Kartierungsarbeiten herangezogen werden kann. Obwohl völlig außer Zweifel steht, daß diese nunmehr ca. 30 Jahre alte Karte insgesamt eine äußerst wertvolle Basis für die jetzigen Neuaufnahmen bildet, so wurde bei den Begehungen doch auch klar, daß die in der Zwischenzeit gewonnenen Neuerkenntnisse über den Aufbau und die Gliederung des Mühlviertler Kristallins (vgl. G. FRASL & F. FINGER, 1988) in vieler Hinsicht auch neue Anforderungen an eine geologische Karte stellen. Vor allem die Gruppe der Feinkorngranite wird auf der neu aufzunehmenden ÖK 50 schon wesentlich genauer zu untergliedern sein als dies auf der Mühlviertel-Übersichtskarte geschehen ist. Beispielsweise kann, wie eine soeben fertiggestellte Salzburger Diplomarbeit von G. FRIEDL zeigt, im Raum Freistadt neben den bisher bekannten Varietäten des Freistädter Granodiorits ein weiterer mit den Granodioriten verwandter, aber sichtlich saurerer Intrusivkörper auskartiert werden, nämlich der sogenannte Grabengranit (vgl. den folgenden Kartierungsbericht von G. FRIEDL).

Neue Anforderungen stellen sich auch bei der kartennmäßigen Erfassung jener feinkörnigen Granitoide zwischen Freistadt und Windhaag, die auf der Mühlviertel-Übersichtskarte praktisch durchgehend als Freistädter Granodiorit verzeichnet sind. Teile davon sind möglicherweise nicht direkt mit dem Freistädter Granodiorit gleichzusetzen. Auch H. KLOB (1971) bezeichnet manche dieser Granitoide nicht als Freistädter Granodiorit sondern als Granit vom Typus Mauthausen, wobei er sich vor allem auf petrographische und geochemische Befunde bezieht. S. SCHARBERT (in A. MATURA, 1988) spricht in solchen Fällen von „Freistädter Graniten“, und weist nach, daß diese in ihrer Sr-Isotopensystematik vom Freistädter Granodiorit erheblich abweichen und auch hier eher mit dem Mauthausener Granit des südöstlichen Mühlviertels (Typuslokalität) zusammenfallen.

Die Frage stellt sich also, ob zwischen Freistadt und Windhaag tatsächlich eigene Magmenkörper vorliegen,

bzw. ob solche auch als selbständige Kartierungseinheiten erfaßbar sind.

Von der Feinkorngranitgruppe der früheren Karte muß auch jener Granittyp abgetrennt werden, der von H. KLOB (1970) als eigenständiger Granit vom „Typ Karlstift“ benannt wurde. Das Gestein hat zwar sein Hauptverbreitungsgebiet auf Blatt 17 Großpertholz, es tritt aber im Ostteil des Freistädter Blattes ebenso auf (siehe dazu den folgenden Kartierungsbericht von B. HAUNSMID). Im Gegensatz zu G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER (1978) stellt die Salzburger Schule diesen Granittyp aber nicht zu den Feinkorngraniten des Mauthausener Formenkreises, sondern betrachtet ihn wie auch den makroskopisch recht ähnlichen Engerwitzdorfer Granit des Steyregger Kartenblattes (G. FRASL, 1959) als älter und vermutlich noch mehr mit dem Weinsberger Granit genetisch verwandt. Schon F. FINGER & B. HAUNSMID (1988) haben auf Grund ihrer Untersuchungen im Posthöfer Steinbruch südlich von Windhaag darauf hingewiesen, daß der Granit vom Typ Karlstift nicht wie H. KLOB (1970) annahm, jünger, sondern eindeutig älter als die umgebenden Feinkorngranitoide ist (vgl. auch den folgenden Kartierungsbericht von B. HAUNSMID). Auf jeden Fall kann der mittelkörnige, schwach porphyrische und kalifeldspatreiche Karlstifter Granittyp aufgrund seines recht charakteristischen Erscheinungsbildes als eigene Gesteinsart in einer 1 : 50.000er Karte ausgeschieden werden.

Eine weitere, aber noch z.T. offene Frage ist, ob alle auf Blatt Freistadt auftretenden Feinkorngranite junge, postorogene Intrusionen darstellen wie der Freistädter Granodiorit, oder ob auch ältere, syn- oder spätorogene Feinkorngranite vorhanden sind, wie sie z.B. auf Blatt 33 Steyregg kartiert wurden (Altenberger Granit, Migmagranit – siehe G. FRASL, 1959; G. FRASL & F. FINGER, 1988).

Weiters wird man darauf achten müssen, ob die in einer Salzburger Diplomarbeit von B. HAUNSMID (1989) auf Blatt 17 Großpertholz neuerkannten und neukartierten Granite vom Typ Plochwald (Restschmelze des Weinsberger Granits) sowie solche vom Typ Pleßberg (eine Abart des Karlstifter Granits) nicht auch ihre Entsprechungen im westlich anschließenden Blatt 16 Freistadt haben.

Ein weiteres Problem wird sich höchstwahrscheinlich bei der Kartierung jener im Westen des Freistädter Kartenblattes gelegenen Flächen ergeben, die auf der Mühlviertel-Übersichtskarte als Grobkorngneise ausgeschieden sind. Wie die diesjährigen Übersichtsbegehungen zeigten, wird man hier wohl versuchen müssen, zumindest zwei verschiedene Gesteinsarten auseinanderzuhalten, nämlich einerseits mehr massige, granitartige, wenn auch etwas schlierige Gesteine, die den Schliengraniten des westlichen Mühlviertels (F. FINGER, 1986) gut entsprechen, andererseits dunklere und mehr geregelte „Grobkorngneise“, wobei es sich vermutlich um schwächer granitisierte Anatexite mit z.T. recht hohem Restanteil handeln dürfte.

Insgesamt ergaben sich also bei den 1990 durchgeführten Übersichtsbegehungen auf Blatt Freistadt bereits eine Reihe neuer Herausforderungen für die kommenden Kartierungsarbeiten, deren Bewältigung wohl auch richtungsweisend für die weiteren im oberösterreichischen Granitgebiet zu erstellenden ÖK 50-Kartenblätter sein wird.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt

Von GERTRUDE FRIEDL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die diesjährigen Kartierungsarbeiten erfaßten das Gebiet zwischen Freistadt und den Ortschaften Rainbach und Grünbach.

Das Hauptthema war hier die Abgrenzung eines Zweiglimmergranits, der am nordöstlichen Ortsausgang von Freistadt an der Straße nach Sandl an den dortigen Felsböschungen massig über mehrere 100 m ansteht.

Dieses nach der dortigen Lokalität „Graben“ als „Grabengranit“ bezeichnete Gestein wurde in jüngster Zeit in einer Salzburger Diplomarbeit (FRIEDL, 1990) näher beschrieben.

Es handelt sich dabei um einen mittelkörnigen Zweiglimmergranit mit Plagioklasvormacht und auffallend großen, runden Quarzkörnern. Der Biotitgehalt beträgt ca. 7 %, der Helglimmergehalt 3–4 %. Obwohl die genetische Zugehörigkeit des regellos körnigen Grabengranits zu den Freistädter Granodioriten durch verschiedene geologische, sowie durch vergleichende petrographische, zirkontypologische und geochemische Argumente eindeutig belegt werden kann (FRIEDL, 1990), hebt sich der Grabengranit von den beiden bisher bekannten Freistädter Granodiorit-Varietäten (mittelkörniger „Randtyp“, feinkörniger „Kerntyp“) auch schon makroskopisch in auffälliger Weise als heller und saurer ab. Die Lagerungsverhältnisse bzw. die gegenseitigen Altersbeziehungen können an der ersten Felsböschung am nordöstlichen Ortsausgang von Freistadt gut studiert werden (vgl. auch Aufschlußbeschreibungen in FRASL & FINGER, 1988).

Am Nordende dieses Aufschlusses (Richtung Sandl) steht die grobkörnigere Variante des Freistädter Granodiorits mit den für dieses Gestein sehr typischen, großen idiomorphen Biotiten an. Etwa nach 25 m in Richtung Freistadt (bei km 103,0) schlägt ein relativ steilstehender Gang durch dieses Gestein. Es handelt sich dabei um einen feinkörnigen bis porphyrischen Granodioritgang aus der Verwandtschaft des feinkörnigen „Kerntyps“ des Freistädter Granodiorits (FRASL, 1957). Am südlichen Ende des Aufschlusses grenzt der grobe Granodiorit gegen das Hangende zu mit scharfen Grenzen an den helleren „Grabengranit“, der knapp daneben auch in Form eines Ganges seinerseits den Randtyp des Freistädter Granodiorits durchbricht. Derselbe Gang des Grabengranits wird aber einige Meter weiter selbst wiederum vom beschriebenen feinkörnigen Granodioritgang durchschlagen. Somit kann zumindest für diese Position eine eindeutige Altersabfolge abgelesen werden: Die grobe Randvarietät ist die älteste Bildung, als nächstes intrudiert der saure Grabengranit und schließlich folgt nochmals als weniger saurer Nachschub eine mehr oder minder feinkörnig-porphyrische Gangvariante der feinkörnigen Kernvarietät. Als jüngstes kommen noch einige Aplite und Pegmatitgänge nach. Der Geländebefund zeigt also, daß die Intrusion des zweiglimmerigen Grabengranits genau in die Zeitspanne der Entwicklung der Freistädter Granodiorite fällt.

Die Kartierungsarbeiten ergaben, daß der Grabengranit von der beschriebenen Typuslokalität ca. 5 bis 6 km weit in einem 1–2 km breiten Streifen nach NNW fast

bis Rainbach zieht und damit ein geschlossenes Vorkommen von mehr als 10 km² Aufschlußfläche bildet. Entlang der Feldaist ist der Grabengranit aufgrund der teilweise recht tiefen Taleinschnitte besonders gut aufgeschlossen. Hier bildet er z.T. auch mächtige Felsen (z.B. Teufelsfels).

Die westliche Begrenzung des Grabengranit-Körpers verläuft etwa parallel der Straße Freistadt – Rainbach und zwar etwas östlich der Straßenverbindung. Von Freistadt bis zur Ortschaft Vierzehn grenzt der Grabengranit hierbei an den relativ groben Randtyp des Freistädter Granodiorits. Weiter nördlich, von Vierzehn bis Apfoltern, tritt Weinsberger Granit als westliche Begrenzung zum Grabengranit auf. Im Bereich Schwabemühle-Hintermühle konnten nach W bis zur Bundesstraße Freistadt – Rainbach Schiefergneise kartiert werden, während der nördlich anschließende Bereich gegen Rainbach zu wiederum von Weinsberger Granit aufgebaut wird.

Das Nordende des Grabengranitkörpers fällt ungefähr mit der Straßenverbindung Rainbach – Lichtenau zusammen. Nördlich davon tritt Feinkorngranit auf. Von Lichtenau aus zieht die Ostgrenze des Grabengranitkörpers über Grünbach zum Gehöft Zimmerhofer, wo ein migmatitischer Schiefergneis angrenzt. Nach Süden hin erstreckt sich das geschlossene Verbreitungsgebiet des Grabengranits noch über die Gehöfte Gottschaller W Reickersdorf, Zeitlhofer, Haslinger bis etwas über die Straße Freistadt – St. Oswald. Im Anschluß tritt gegen Süden zu feinkörniger Freistädter Granodiorit auf. Gegen Freistadt zu ist der Grabengranit dann bis in den Bereich Hafnerzeile (SE-Ortsausgang von Freistadt) zu verfolgen. Dort grenzt der Grabengranit wieder an groben Freistädter Granodiorit.

Innerhalb des Verbreitungsgebietes des Grabengranits befinden sich zwei Körper von zweiglimmerigen Feinkorngraniten. Das kleinere dieser beiden Vorkommen konnte mit annähernd rundlichem Querschnitt und einem Durchmesser von ca. 300 m bei Weilguny an der Straße Freistadt – Sandl kartiert werden. Das größere Feinkorngranitvorkommen liegt ziemlich zentral im Grabengranit zwischen Vierzehn und Grünbach. Seine genaue Abgrenzung ist noch offen, ebenso ist die genetische Einstufung der beiden Feinkorngranitkörper wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse noch ungewiß. Makroskopisch bestehen Ähnlichkeiten zum Altenberger Granit, Zirkonuntersuchungen geben aber eher Hinweise auf ein engeres Verwandtschaftsverhältnis zur postorogenen Mauthausener/ Freistädter Granitgeneration des Mühlviertels (FRIEDL, 1990).

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt

Von BRUNO HAUNSCHMID
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährigen Kartierungsarbeiten erfolgten vorwiegend südlich von Windhaag b. Freistadt im Bereich der Ortschaften Riemetschlag, Obernschlag, Heinrichschlag, Elmberg, Prendt und Pieberschlag. Es tritt hier vorwiegend jener feinkörnige Biotitgranit auf, der auch in den beiden Steinbrüchen der Firma Friepeß am Posthöferberg (4km SSE Windhaag) abgebaut wird. Das Gestein ist der postorogenen Mauthausener/Frei-

städter Granitgeneration des Mühlviertels zuzuzählen (FRASL & FINGER, 1988). Als Einschlüsse findet man vereinzelt Schollen und Großkalifeldspate vom somit eindeutig älteren Weinsberger Granit der Umgebung.

Größere Körper des Weinsberger Granits treten südlich von Elmberg bis östlich von Heinrichschlag isoliert im Feinkorngranit auf. Auf den Feldern des Hochplateaus nördlich von Heinrichschlag treten im Biotitgranit Großschollen von Schiefergneis auf, die als Fortsetzung des großen Schiefergneiskörpers südlich von Heinrichschlag aufzufassen sind.

Im östlichen der beiden Steinbrüche am Posthöfer Berg steht im südlichen Teil des Bruches auch der mittel- bis grobkörnige Karlstifter Granit (KLOB, 1970) an. Dieser Granit wird hier aber von Gängen des feinkörnigen Biotitgranits durchschlagen, bzw. liegt manchmal auch in Form von z.T. kopfgroßen Schollen im letzteren vor, und ist somit auch eindeutig älter als der feinkörnige Biotitgranit (vgl. auch FINGER & HAUNSCHMID, 1988). Charakteristisch für den Karlstifter Granit sind ca. 2 cm große Kalifeldspate, die im frischen Zustand oft eine schwach rosa Färbung zeigen (vgl. Beschreibung von KLOB, 1970). Weiters führt der Karlstifter Granit im Unterschied zum feinkörnigen Biotitgranit häufig kopfgroße dunkle, feinkörnige, dioritische Schollen. Dieses Vorkommen des Karlstifter Granits zieht vom genannten Steinbruch nach Süden bis östlich Heinrichschlag. Es setzt sich weiter gegen E auf Blatt Großpertholz fort, wo nach KLOB (1970) das Hauptverbreitungsgebiet des Granits vom Typus Karlstift liegt. Auch bei Begehungen im Bereich Kerschbaum (das ist etwa 10 km westnordwestlich des Steinbruchs am Posthöfer Berg) konnte ein makroskopisch ähnlich aussehender Granit entdeckt werden (eine genauere Untersuchung dieses Gesteins steht noch aus).

Noch jüngere magmatische Bildungen als der Feinkorngranit sind die Porphyrit- bis Mikrogranitgänge, die im kartierten Gebiet immer wieder auftreten. Ein größeres Vorkommen eines solchen Ganggesteins befindet sich zwischen Oberschlag und Riemetschlag, ein zweites ist von Elmberg im Süden über Prendt bis zum Reisinger Berg im Norden verfolgbar. Meist verlaufen diese Gänge in NNW-SSE-Richtung, im Bereich unmittelbar südlich von Pieberschlag scheinen sie eher NW-SE zu streichen. Diese Richtung der Gänge stimmt gut mit den von FRASL auf Blatt Steyregg (FRASL et al., 1965) und von HAUNSCHMID (1989) im unmittelbar östlich anschließenden Bereich des Blatts Großpertholz gefundenen bevorzugten Gangorientierung überein.

Dunkle hornblendeführende Ganggesteine konnten als Lesesteine ca. 200 m SW der Unteren Leithenmühle gefunden werden.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt

Von ANDREAS SCHERMAIER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährigen Aufnahmen umfaßten den Raum Summerau – Eibenstein – Zulissen. In diesem Gebiet, das gleich im Norden des großen Weinsberger Granitkörpers St. Peter-Eibenstein gelegen ist, war vor allem eine genaue Abgrenzung von Weinsberger Granit und

jüngeren Feinkorngraniten erforderlich (vgl. Mühlviertel-Übersichtskarte von FRASL et al., 1965).

Der Weinsberger Granit tritt in Form mehrerer langgestreckter, etwa herzynisch streichender und mittelsteil gegen NE/ENE einfallender kleiner und mittelgroßer Körper in Erscheinung, welche auch die markantesten Geländerhebungen des Raumes bilden. Ein etwa 0,5 km breiter, nördlich und südlich von Feinkorngraniten begrenzter Streifen zieht vom Püraberg gegen WNW und verbindet sich dann N von Eibenstein mit der größeren Weinsberger Granitmasse von St. Peter-Eibenstein. Derselbe Streifen zieht auch nach Osten als Einschaltung in Feinkorngraniten Richtung Rainbach weiter, ist aber im Bereich Schober bzw. nahe der Bahnlinie von Tertiär überdeckt.

Zwei kleine isolierte Linsen von Weinsberger Granit finden sich etwa auf halbem Weg zwischen Zulissen und Eibenstein. Ein weiteres kleines Vorkommen von Weinsberger Granit konnte auch im Bereich Mitterfeld NW Summerau neu entdeckt werden.

Im Unterschied zu diesen kleinen linsenförmigen Körpern ist das Weinsberger Granitvorkommen am Püraberg schon in der Mühlviertel-Übersichtskarte erfaßt. Wie die Neukartierung zeigt ist es aber von größerer Längsausdehnung und insgesamt in seiner Breite geringer entwickelt als in der Mühlviertel Übersichtskarte angegeben. Stellenweise sind kontinuierliche Übergänge vom Weinsberger Granit in Grobkorngneise zu beobachten, so etwa im Bereich 500 m westlich der Straße Zulissen – Summerau, 1 km S Zulissen.

Die an die Weinsberger Granitkörper grenzenden Feinkorngranite sind ziemlich dunkle Biotitgranite, welche eine deutliche herzynische Regelung erkennen lassen und zwischen 20 und 50 Grad gegen NE bis ENE einfallen. Sie wirken in ihrem Aussehen recht inhomogen und sind bisweilen schlierig entwickelt, sodaß sich Ähnlichkeiten zu den „Migmagraniten“ von Blatt Steyregg ergeben (vgl. FRASL, 1959; FRASL & FINGER, 1988). Jedenfalls ist der dunkle Biotitgranit jünger als der Weinsberger Granit und übernimmt von diesem stellenweise Schollen und Großkalifeldspäte. Die unmittelbaren Kontaktzonen zwischen dem Biotitgranit und dem Weinsberger Granit sind meist sehr diffus und eher migmatisch entwickelt und nicht dermaßen scharf und diskordant, wie man dies sonst oft von Feinkorngranit-Durchschlägen im Weinsberger Granit kennt (vgl. z.B. FRASL & FINGER, 1988).

Neben diesem dunklen inhomogenen Biotitgranit tritt in Blöcken immer wieder ein viel hellerer, ebenfalls feiner, aber meist regellos körniger Granit auf. Die genauen Altersbeziehungen dieses Granits und seine Kontaktverhältnisse zur Umgebung konnten heuer noch nicht einwandfrei geklärt werden.

In einem Blockhaufen 200 m ENE des Pürabergs konnte ein heller, grobkörniger Zweiglimmergranit mit vereinzelten cm-großen Kalifeldspäten entdeckt werden. Bei diesem Granit könnte es sich nach Mitteilung von B. HAUNSCHMID um ein Äquivalent des E von Windhaag auftretenden Plochwalder Granits (HAUNSCHMID, 1989) handeln.

Sehr vereinzelt konnten schließlich an Blöcken geringmächtige Aplit- und Pegmatitgänge beobachtet werden, die sowohl den Weinsberger Granit als auch die Feinkorngranite diskordant durchschlagen.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt

Von GERHARD SCHUBERT
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zuge der diesjährigen zehn Aufnahmestage wurde einerseits der westlich von Schenkenfelden gelegene Zweiglimmergranitkörper neu begangen, andererseits wurden Aufnahmen im Verbreitungsgebiet des Weinsberger Granits zwischen Freudenthal und Summerau durchgeführt (vgl. die betreffenden Eintragungen in der „Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich“ von G. FRASL et al., 1965). In beiden Gebieten tritt anstehendes Gestein äußerst selten auf, sodaß man bei der Kartierung im wesentlichen auf Lesesteine, vereinzelt Blockfunde sowie auf die Zuordnung des im Boden vorhandenen Gruses angewiesen ist.

Bei der Begehung des Zweiglimmergranitkörpers bei Schenkenfelden stellte sich heraus, daß dieser nach Nordosten hin eine wesentlich größere Ausdehnung besitzt, als aus der oben genannten Übersichtskarte hervorgeht. Der Granit konnte als geschlossener Körper vom Bucheck ausgehend, wo sich auch eine Grusgrube befindet, bis hin zu der von Schenkenfelden nach Nordwesten verlaufenden Straße verfolgt werden.

Etwa 0.5 km westlich von Schenkenfelden wird der Zweiglimmergranit von Grobkorngneis abgelöst, ebenso im Bereich des Pannholzes, wo jedoch die Abgrenzung schwieriger war, da in dieser flachen, humusreichen Waldgegend nur einige Drainagegräben das darunterliegende Material erkennen ließen.

Südwestlich des Buchecks ist der Granit ebenso wie eine dort befindliche Schiefergneiseinschaltung von starker postkristalliner Deformation betroffen, nicht selten finden sich hier auch feinkörnige, verquarzte Mylonite (Ausläufer der Rodlstörung).

Mit seiner fein- bis mittelkörnigen Ausbildung, der Muskovitführung und den immer wieder auftretenden Biotitbutzen ist der kartierte Zweiglimmergranit jedenfalls eindeutig der Familie der Altenberger Granite des Mühlviertels (G. FRASL und F. FINGER, 1988) zuzuordnen.

Im Verbreitungsgebiet des Weinsberger Granits zwischen Freudenthal und Summerau konnte im Bereich des Leitenfeldes ein ca. 500 m langer und 200 m breiter Körper eines Biotitgranits auskartiert werden, in dem auch ein alter Steinbruch zu finden war. Dieser fein- bis mittelkörnige Biotitgranit hat nicht selten größere Mengen von Weinsberger Granitmaterial in Form von einzelnen Großkalifeldspäten oder gar ganzen Schlieren übernommen und weist meist eine Regelung auf.

Südlich des Biotitgranitkörpers wurden im Weinsberger Granit zwei weitere Durchschläge von Zweiglimmergranit ausgeschieden. Diese nördlich und südlich des Semmelhofs befindlichen Gesteine dürften dem Altenberger Granittyp zuzurechnen sein.

Überhaupt weist der Weinsberger Granit zwischen Freudenthal und Summerau eine starke Durchschwärmung mit jüngeren Granitgängen auf, welche wohl mit den erwähnten Graniteinschaltungen in Zusammenhang stehen. Außerdem fällt auf, daß hier der Weinsberger Granit oft von einer starken postkristallinen Deformation betroffen ist.

Bei Vierhöf grenzt an den Weinsberger Granit abrupt der mittel- bis grobkörnige, biotitreiche Grobkorngneis. In dessen Verbreitungsgebiet wurden auch immer wieder Lesesteine eines feinkörnigen, leicht geregelten Biotit-Plagioklas-Gneises gefunden. Wie ein Blockfund zeigte, sind diese feinkörnigen, dunkelgrauen Gneise in Form von Schollen oder Schlieren im Grobkorngneis eingelagert.

Am Vierhöfer Berg, der laut Übersichtskarte aus einer Übergangszone von Weinsberger Granit in Grobkorngneis bestehen soll, war ein relativ helles, mittel- bis grobkörniges, granitähnliches aber schlieriges Material mit lagenweise angehäuften Großkalifeldspaten anzutreffen, dessen Internstruktur dem herzynischen Streichen NW-SE folgt. Dieses Gestein entspricht aussehmäßig dem „Schlieregranit“ von F. FINGER (1986).

Blatt 19 Zwettl

Bericht 1990

über geologische Aufnahmen

auf Blatt 19 Zwettl

Von ERNST JOSEF KUPKA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Südteil des Kartenblattes konnten – bedingt durch Waldarbeiten – unter geringer Humusüberdeckung neue Aufschlüsse sowohl im Schönauer- als auch im Schweinsberger-Wald angetroffen werden. Es handelt sich durchwegs um Cordieritgneise der Monotonen Serie, bei denen – wie üblich – der Cordierit teilweise in Pinit umgewandelt ist. Bei anstehenden Stellen wurde durchwegs NNW-Streichen und steiles Einfallen nach O beobachtet.

Am Westrand des Blattes wurden im Bereich Merzenstein – Jahriings – Waldhams mehrere Brunnen abgeteuft. Knapp östlich der Straße Merzenstein – Jahriings erreichten diese Brunnen den feinkörnigen Granit aus dem Randbereich des Weinsberger Granitkomplexes.

Westlich des Krankenhauses Zwettl (Moidrams) wurden beim Bau von Wohnhäusern neue Kanalstränge verlegt und bis zu 6 m tiefe Künnetten angelegt. Sie sind unter einer starken Verwitterungsschicht etwa 3–4 m in feinkörnige Schiefergneise der Monotonen Serie eingeschnitten worden. Cordieritgneis konnte in keinem Aufschluß anstehend festgestellt werden.

Weiters wurden abschließende Revisionsbegehungen an verschiedenen Stellen im Südteil des Blattes durchgeführt.

Blatt 22 Hollabrunn

Bericht 1990

über geologische Aufnahmen

in Miozän- und Quartärsedimenten

im Nordost-Teil

auf Blatt 22 Hollabrunn

Von IVAN CÍCHA & JIŘI RUDOLSKÝ
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Jahre 1990 wurden im Rahmen der Untersuchungen für die Geologische Bundesanstalt in Wien geolo-

gische Untersuchungen am Blatt Hollabrunn durchgeführt. Die Untersuchungen wurden in Form geologischer Kartierungen im Maßstab 1 : 10.000 durchgeführt. Das Untersuchungsgebiet (CÍCHA – RUDOLSKÝ) erstreckt sich ungefähr zwischen den Gemeinden Guntersdorf, Kalladorf, Grund, Windpassing, Schöngrabern, wobei es im Osten durch den Rand des Kartenblattes Hollabrunn begrenzt ist.

In der Molassezone im nördlichen Niederösterreich wird der Untergrund im Westen von Kristallingesteinen der Böhmisches Masse gebildet. Ab dem Mailberger Bruchsystem gegen Osten setzen Sedimente des jüngeren Paläozoikums und Mesozoikums den Untergrund zusammen.

Im Kartierungsgebiet beginnt die Molassesedimentation im Eggenburg. Isolierte kleine Vorkommen der Melker Schichtengruppe (Eger) in limnischer Entwicklung kann man jedoch nicht völlig ausschließen.

Auch das Ottnang ist in diesem Abschnitt entwickelt. Eine Sonderausbildung des Ottnang sind der Schlier von Zellerndorf und die Diatomeenschiefer von Limberg (z.B. A. PAPP, J. KAPOUNEK & K. TURNOVSKÝ, 1960). Z. ŘEHÁKOVÁ (1990) stellt die Diatomeenschiefer in mariner Entwicklung bei Limberg in das Karpat der Laaer „Serie“. Nur der ältere, stark ausgesüßte Teil entspricht nach ŘEHÁKOVÁ dem Ottnang. F. BRIX et al. (1977) stellen die ganzen Diatomeenschiefer in das Ottnang.

Die Laaer „Serie“ des Karpat bildet das Hangende des Ottnang. Die Verbreitung des Karpat ist wesentlich größer als die der Ottnang Schichtengruppe.

In unserem Kartierungsgebiet im Raum Schöngrabern – Guntersdorf auf den Blättern 25 und 30 wurde im Baden bisher die Untere Lagenidenzone vorgesehen. Lithologisch handelt es sich überwiegend um okergelbe, gelbe, grüngraue bis blaugrüne, in einigen Partien auch marmorierte, meistens unregelmäßig abgesonderte, in angewitterter Form bis polygonal zerfallende, meistens ungeschichtete, nur schwach feinkörnig-sandige, schwach, sehr fein glimmerige, kalkige, oft bis stark kalkige Tone. Vereinzelt treten kleine Einlagen feiner, staubiger Sande auf.

Im Raum Grund Petrusberg – Windpassing – Windpassinger Graben überwiegt eine Sand- und Sandsteinfazies. An der Zusammensetzung sind Quarz, Quarzit, Gneis, Granit etc. beteiligt. In den feineren Partien sind sie stark glimmerig. Ein wesentliches Merkmal dieser Schichten ist der Wechsel gröberer und feinerer Lagen, wo auch die häufigen kalkigen Sandsteinbänke vorkommen.

Die Molluskenfauna dieser Schichtenfolge ist reich, wie z.B. in der Umgebung von Windpassing mit den Bivalven *Venus*, *Nassa*, *Arca* etc.

Die Mikrofauna der pelitischen Ablagerungen nach der ersten Bearbeitung entspricht nicht an allen Lokalitäten der typischen Unteren Lagenidenzone. Eine abweichende Entwicklung besitzen teilweise die kalkigen Tone an den Lokalitäten

Grund CR-60, Guntersdorf CR-73

Grund CR-59, Guntersdorf CR-71

Grund CR-67, Windpassing CR-6, Grund CR-45.

Die Entwicklung wurde auch nördlich von Guntersdorf (Stráník) festgestellt. Für die marine Fauna sind vor allem die Uvigerinen kennzeichnend, vor allem *Uvigerina graciliformis* PAPP & TURN., *Uvigerina parkeri breviformis* PAPP & TURN., *Uvigerina bononiensis primiformis* PAPP & TURN., *Uvigerina gr. acuminata* HOSIUS (= früher *U. barbatula*

MAC FADYEN), *Uvigerina semiornata* d'ORB., weiters *Baggina indica* (CUSHMAN) etc.

Das Plankton wird von *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerina officinalis subbotina* aber auch der *Globorotalia mayeri* CUSHMANN et ELLISOR, *Globorotalia siakensis* LE ROY, *Globigerinoides trilobus* Rss. und vereinzelt Formen die dem *Globigerinoides bisphericus* TODD sehr nahe stehen, gekennzeichnet.

Diese Entwicklung wurde bisher nur in der Umgebung von Brno einmal festgestellt. In diesen relativ reichen Vergesellschaftungen fehlen alle typischen Arten der Unteren Lagenidenzone, z. B. *Lenticulina ornata* MONTF., *Planularia antillea ostraviensis* VAŠ., *Planularia dentata* KARRER, *Uvigerina macrocarinata* PAPP & TURN., Praeorbulinen, *Orbulina suturalis* BRONN. Erst die vorgesehenen seichten Kartierungsbohrungen können nach der Auswertung eine klare Antwort bringen. Vorläufig kann nicht ausgeschlossen werden, daß diese Mikrofauna ein Äquivalent der „bisphericus“-Zone des höchsten Karpat darstellt.

Typische Faunen des unteren Baden wurden z. B. am Petrusberg von Grund (CR-46), Nexenhof (KR-13), Schöngrabern (CR-8) festgestellt. Zu den wichtigsten Arten gehören: *Orbulina suturalis* BRONN., *Vaginulina legumen* (L.), *Marginulinopsis variabilis* NEUGEBO. etc. Die Mikrofauna der Sande und Sandsteine ist reich. Zu den häufigsten Vertretern gehören *Elphidium crispum* (L.), *Elphidium macellum* (FICHT. et MOLL.), *Cibicides* div. sp., *Ammonia beccarii* (L.), *Amphistegina hauerina* d'ORB. etc.

Quartär

Löse (Würm) bilden im Kartierungsgebiet weit verbreitete Quartärablagerungen. Die ausgedehnten Lößdecken (zwischen Schöngrabern-Windpassing, nördlich Nexenhof, westlich Guntersdorf) erreichen in der Umgebung von Schöngrabern die höchste Mächtigkeit bis 2 m. Es wurden keine begrabenen fossilen Böden vom Schwarzerdetyp festgestellt.

Deluvial-äolische Sedimente (Würm) bilden überwiegend kleine und isolierte Vorkommen von einer Mächtigkeit bis 1,5 m (zwischen Windmühlberg und Petrusberg).

Es wechseln vereinzelt Lagen von braunen, gelbbraunen, feinsandigen, kalkigen, tonigen Lehm mit Lagen von Lehm mit Tonsteinbruchstücken, und Sandlagen mit scharfkantigen Gesteinstrümmern (3 cm Größe) ab.

Pleistozäne bis holozäne deluviale Sedimente wurden im Untersuchungsgebiet nicht gefunden.

Holozäne bis rezente, deluvial-fluviatile Sedimente füllen vom Wasser periodisch durchströmte Senken aus. Sie bilden auch sporadische kleine Schuttkegel. In Mächtigkeiten bis 0,5 m bestehen diese Sedimente aus dunkelbraunen, tonigen Lehmen und braunen, humosen, umgelagerten Sanden.

Fluviatile Sedimente haben sehr geringe Verbreitung. Sie füllen Talauen der Wasserläufe des Kleinen Gmoosbaches, Grunder Baches und Windpassing Grabens etc.

In den Anschwemmungen lagern braune, stark tonige, humose, feinsandige Lehme, die bis 3 cm große Quarze und Sandsteingerölle führen.

Anthropogene Ablagerungen wurden am Petrusberg bei Grund und am Westrand von Schöngrabern festgestellt (Wilde Deponie). Es handelt sich um ziemlich kleine Deponien von verschiedenartigen kommunalen Abfällen.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Miozän- und Quartärsedimenten im Nordost-Teil auf Blatt 22 Hollabrunn

Von OLDRICH HOLÁSEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich ungefähr zwischen den Gemeinden Kleinhöflein, Kleinriedenthal, Ragelsdorf, Pfaffendorf, Peigarten und Haugsdorf, wobei es im Osten und Norden durch die Ränder des Karpatenblattes Hollabrunn begrenzt ist.

Die Miozänsedimente sind hier überwiegend durch Tone und Schluffsteine, die vorläufig in das Eggenburg und Ottnang eingestuft werden, und schlierige Mergelsteine mit Sand- bzw. Schotterlagen vertreten, die dem Karpat angehören. Die Quartärablagerungen werden durch äolische, deluvial-äolische, deluviale, deluvial-fluviatile, fluviatile sowie anthropogene Sedimente repräsentiert. In stratigraphischer Hinsicht werden sie dem Pleistozän, Holozän bis rezenten Bildungen zugeordnet.

Sande, Tone, Bentonite mit Tuffitlagen (Eggenburg) kommen nur an der Westgrenze unseres Kartierungsgebietes (N vom Roten Kreuz) vor. Die Sande sind vorwiegend feinkörnig, die Tone haben olivgrüne Abstufung, die Bentonite sind olivgrün bis gelbbraun, lokal mit Tuffitlagen.

Tone und Schluffsteine (? Ottnang nach der vorläufigen stratigraphischen Einstufung) treten im Westteil des Untersuchungsgebiets zutage (Kleinhöflein, Rotes Kreuz). Sie sind stark verwittert und in hellbraun- bis ockergelbe, lagenweise graue, meistens kalkige, plastische, stellenweise bröckelige Tone zerfallend. In der nordwestlichen Ecke des Untersuchungsgebietes (westlich von Kleinhöflein) kommen grünlichbraune, in tieferen Lagen hellgelbbraune, kalkige, tonige, feinkörnige Sande mit zahlreichen weißen, kalkigen Flecken, Einschlammungen und Schlieren vor. Auf der Oberfläche der Tone wurde stellenweise ein Schotterzusatz im Ackerboden festgestellt. Darin überwiegen vornehmlich gut abgerundete Gerölle von hellbraunem (weniger oft weißem) Quarz von 0,5 bis 3 cm, lagenweise 3 bis 7 cm Größe. Nur vereinzelt kommt wenig abgerundeter, verwitterter Granit von 10 bis 15 cm Größe vor.

Schluffige, schlierige Mergelsteine, Tonsteine, Schluffands, feinkörnige Sande mit Quarzschottereinlagerungen (Karpat) treten im übrigen Teil des Untersuchungsgebiets auf. Praktisch überall wurde ein unregelmäßiger Wechsel meist verwitterter, grauweißlicher, grau gelber, ockergelb bis rostbraun gestreifter, stellenweise grauer bis graugrüner, dünn geschichteter, kalkiger, feinglimmeriger Schluffsteine und schluffiger Mergelsteine mit Lagen von schluffigem und feinkörnigem Sand beobachtet (Schatzberg, Kirchberg, Hutberg). An einem Fundort wurden in diesen Sedimenten mit Fe-Oxiden inkrustierte Florenreste ermittelt (Hutberg). Auf der Oberfläche der beschriebenen Sedimente kommt stellenweise auf verschiedenen Höhenniveaus ein Quarzschotter vor, der lagenweise aus ungleichmäßig abgerundeten Geröllen von hellbrauner Färbung und 0,5–3 cm, vereinzelt auch 10–20 cm Größe besteht.

Sporadisch sind darin auch Granit- und Sandsteingerölle zu finden. Diese Schotter stellen besonders einen Zusatz im Ackerboden bzw. im Eluvium der Miozän-sedimente, in kleinem Maße auch nicht mächtige Lagen innerhalb der Karpatschichtenfolge dar (Peigarten).

Lösse und deluvial-äolische Sedimente sind von pleistozänem Alter.

Lösse (Oberpleistozän – Würm) bilden hier gleichzeitig die am weitesten verbreitete Quartärablagerung. Sie kommen in ausgedehnten Lößdecken (Kleinriedenthal, Ragelsdorf) oder Verwehungen an windgeschützten Hängen (zwischen den Koten Schatzberg 306 und Hutberg 296) vor, wo sie eine untersuchte Mächtigkeit bis 6 m erreichen. In einem Einzelfall wurde ein begrabener fossiler Boden vom (?) Schwarzerdetyp in der 6 m hohen, senkrechten Wand in der Lößschichtenfolge ermittelt, der zwei übereinander lagernde Lößdecken voneinander trennt (siehe DP Nr. 13-Hol/5). Für eine genauere stratigraphische Einstufung der unteren (älteren) Lößdecke liegen allerdings keine Beweise vor.

Deluvial-äolische Sedimente (Oberpleistozän – Würm) bilden nicht große und isolierte Vorkommen von einer nachgewiesenen Mächtigkeit von 1,2–3 m (Umgebung von Kleinriedenthal, Koten Rabenberg 260 und Hutberg 296). Diese Sedimente sind durch einen unregelmäßigen Wechsel geringmächtiger, schliefziger, vornehmlich deluvialer sowie vornehmlich äolischer Lagen charakterisiert, die ungefähr gleichlaufend mit dem Hanggefälle einfallen. In unserem Fall wechseln Lagen vornehmlich gelbbraunen, schluffigen bis sehr feinsandigen, stark kalkigen, tonigen Lehms (Lösses) mit Lagen von ähnlichem Lehm mit zahlreichen flachen Schluff- und Tonsteinbruchstücken (von 2–5 mm, lagenweise bis 1–3 cm Größe) evtl. mit Lagen lehmigen Sandes mit verwittertem Gesteinssplitt und scharfkantigen Gesteinstrümmern (von 1–5 mm, lagenweise bis 2 cm Größe) ab, die auch vereinzelt weiße Quarzgerölle bis 3 cm Größe enthalten.

Deluviale Sedimente (Pleistozän – Holozän) bedecken unzusammenhängend untere Partien der Talhänge an einigen Wasserläufen und Abspülensken in einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von 1,4–4,0 m (Kote Schatzberg und Hutberg, Gemeinde Haugsdorf). Da sie in holozäne und pleistozäne Ablagerungen eindeutig nicht gegliedert werden können, werden sie von uns stratigraphisch nicht näher eingestuft. In unserem Untersuchungsgebiet bestehen sie meistens aus braunen, graubraunen bis schwarzen, veränderlich humosen, tonigen, sandig-tonigen bis tonig-sandigen Lehmen, lagenweise mit einer schlierenförmigen Einlagerung von lehmig-sandigem Quarzschotter (Kote Schatzberg). Diese Sedimente sind gewöhnlich sekundär (?) verkalkt und führen oft unregelmäßig zerstreute, scharfkantige sowie abgerundete Bruchstücke von Quarz und neogenen Absatzgesteinen von 2–15 mm Größe (Schatzberg), evtl. von Tonsteinen, kalkigen Sandsteinen oder Quarz bis 5 cm Größe, die stellenweise in schlierenförmigen, auskeilenden, bis 2–3 cm mächtigen Lagen angeordnet sind (Kote Hutberg).

Deluvial-fluviatile Sedimente (Holozän – Gegenwart) füllen den Grund von seichten, vom Wasser periodisch durchströmten Senken aus, die in Täler von Wasserläufen ausmünden bzw. mit ihnen verbunden sind. In holozäne Anschwemmungen gehen sie entweder fingerartig über, oder sie bilden nicht besonders große Schuttkegel (Kleinhöflein). In abgedeckter Mächtigkeit von 1–1,2 m bestehen diese Sedimente aus

braunen bis dunkelbraunen, tonigen, schluffigen bis sandigen, lagenweise sekundär (?) verkalkten Lehmen, die stellenweise auf braunen, humosen, lehmigen, feinkörnigen, umgelagerten Sanden lagern (Kote Schatzberg und Hutberg).

Fluviatile Sedimente füllen Talauen der Wasserläufe, insbesondere der Pulkau und des Retzbaches aus, doch ihre Gesamtmächtigkeit ist bisher unbekannt. Der obere Teil der Anschwemmungen des Retzbaches von 1,3 m Mächtigkeit besteht aus gelbbraunen bis braungelben beziehungsweise dunkelbraunen (stark humosen), braunrostfarbig bis rostfarbig fleckigen oder dünnschlierigen, stark tonigen Lehmen mit Schluff- bis sehr feinkörniger Sandbeimengung oder mit lokalen geringmächtigen tonigen Sandeinlagerungen. Die Mächtigkeit von 3,5 m der Anschwemmungen der Pulkau wurde zum Teil bei Haugsdorf ermittelt. Unter einer Rasendecke lagern hier braune, graubraune und dunkelbraune, stark tonige, veränderlich humose, schluffige bis sehr feinsandige Lehme, die lagenweise 1–3 cm große Sandstein-, Tonstein- und Quarzgerölle führen, auf einer Lage von schwarzem, stark humosem, schwach feinsandigem, stellenweise grau gestreiftem Ton.

Anthropogene Ablagerungen (Aufschüttungen) stellen meistens nicht besonders große Ablageplätze von verschiedenartigem kommunalem Abfall (Ragelsdorf, Jetzelsdorf) bzw. Dämme der neugebauten Landstraße Kleinhaugsdorf – Haugsdorf dar.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 22 Hollabrunn

Von ZDENĚK NOVÁK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Verlauf der geologischen Kartierung im Raum Oberhalb – Zellerndorf – Watzelsdorf – Pfaffendorf wurden innerhalb des Neogenkomplexes drei lithostratigraphische Einheiten ermittelt, die vorläufig in das Eggenburg, ?Ottang und Karpat gestellt werden. Ihre genauere Einstufung wird erst nach Bearbeitung der entnommenen Gesteinsproben möglich sein.

Den Sedimenten des Eggenburg werden die weißlich-grauen, hellbeige und hellgelbgrauen, vorwiegend feinkörnigen, kalkigen bis stark kalkigen Sande zugehört, die lokal aus stark kalkigem, feinkörnigem Sandstein bestehende Konkretionen von bizarrer Form enthalten. In den Sanden lagern lokal auch Lagen feinkörniger, seltener mittel- bis grobkörniger, stark kalkhaltiger Sandsteine bis sandiger Kalksteine mit zahlreichen Weichtierschalen. Nördlich von Zellerndorf ruhen diese Ablagerungen unmittelbar auf dem Gestein des Kristallins. Gegen das Hangende zu erscheinen in den Sanden gelbgraue und graue, veränderlich schluffige Tonlagen, die mit den Peliten des überlagernden, in das ?Ottang gestellten pelitischen Komplexes eine starke lithologische Ähnlichkeit haben. Östlich von Unteralb treten im Hangenden der Sande gelbgrüne bis olivgrüne Tone von wachsartigem Aussehen (Bentonit) mit einer Tuffitlage auf. Diese bentonitisch-tuffitische Lage wurde in diesem Teil des kartierten Gebiets als vorläufige Grenze zwischen dem Eggenburg und Ottang festgelegt.

Dem Eggenburg überlagert liegen östlich von Obernalb und südöstlich von Unternalb hellgraue, kalkfreie bis schwach kalkhaltige, grün schattierte Tone vor, die vorläufig dem ?Ottang zugerechnet werden. Sehr häufig enthalten sie Zwischenlagen und Nester hellbrauner bis gelbbrauner, kalkiger bis stark kalkiger Schluffe (Silte) und feinkörnige Sande. Die Tone zerfallen in grobe unregelmäßige Stücke, wodurch sie sich deutlich von den hellgrauen, nach Anfeuchten bis grüngrauen, kalkfreien oder nur sehr schwach kalkigen, scherbenartig zerfallenden Tonen des ?Ottang unterscheiden, die nördlich und nordwestlich von Zellerndorf angetroffen werden. Diese scherbenartig zerfallenden Tone werden durch die Anwesenheit von bis 10 cm langen Gipskristallen gekennzeichnet. Ganz vereinzelt treten innerhalb des ?Ottang-Sedimentkomplexes auch dunkelgraue, in feuchtem Zustand bis dunkel schokoladebraune, kalkfreie oder schwach kalkige, scherbenartig zerfallende Tone auf, die den braunen Tonen aus der übergelagerten Karpat-Serie lithologisch sehr ähnlich sind.

Die Karpatsedimente werden nördlich Watzelsdorf und Pernersdorf vorwiegend durch gelbgraue, braungraue und graue, kalkige, schluffige bis feinsandige Tone vertreten, seltener durch dunkelgraue bis grauschwarze, schwach kalkige, scherbenartig zerfallende Tone. Örtlich wie nördlich Watzelsdorf und nördlich Pernersdorf schließen sie auch hellgraue, kalkfreie bis sehr schwach kalkige Tonsteinlagen von hoher mechanischer Widerstandsfähigkeit sowie Schotter sandlagen ein, deren Rollkiesel vorwiegend aus dem Material des Kristallins und aus Quarz bestehen. Die Mächtigkeit und Häufigkeit der Schotterlagen sowie der Psammittagen nehmen gegen Osten zu, wo sie über den pelitischen Sedimenten deutlich dominieren.

Der Großteil des kartierten Gebiets wird von gelbem bis braungelbem, stark kalkigem Löß bedeckt. Seine größte durchhaltende Verbreitung erreicht der Löß auf den Fluren Bergfeld, Kreuzäcker und Schulfeld nördlich Watzelsdorf, Karlsdorf und Pfaffendorf. Das Ausmaß der Überdeckung des Gebiets mit Quartärlagerungen und die komplizierten Bedingungen seines geologischen Baus dienen als Grundlage für die Verteilung der Dokumentationspunkte und Schlagschurfächer.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
im Raum Platt, Braunsdorf
und Ober-Steinabrunn
auf Blatt 22 Hollabrunn**

Von PETR PALENSKÝ
(Auswärtiger Mitarbeiter)

The geological mapping was carried out in autumn 1990 in scale 1 : 10.000 in Niederösterreich, in the area of Platt, Ober-Steinabrunn and Braunsdorf. This area is located in the Miocene Molasse-zone in the Alpine-Carpathian Foredeep.

The mapping area exhibits Ottangian, Carpathian, Lower Badenian and Quaternary sediments. The field-work consists of terrain mapping and brief descriptions of selected outcrops. Sedimentological and stratigraphical analyses were carried out subsequently.

The Ottangian sediments were found south and southwest of Platt. They are noncalcareous yellow-grey

and grey clays with subordinate dark grey-green brownish to beige-brown, weakly calcareous sandy to silty clays and sands. A new find of diatomite within these Ottangian clays is located southwest of Platt.

The Carpathian sediments overlay discontinuously the Ottangian clays. They emerge in the area of Platt and north and east of Roseldorf. Sedimentation sequences represent: very fine grained sandy and silty calcareous clays („Schlier“), marly clays and calcareous silty sands. Oysters are to be found in sandy clays and in gravels. Organodetritic sediments with chips of *Ostrea* were found 1 km NE of Platt, near the railway. Yellow-grey calcareous marly sands and fine to medium sands with *Ceritium* appear in the Kreuzweingarten south of Platt. The calcareous yellow fine sands are exposed east of Roseldorf, together with fine to medium silty gravels. Components of these gravels are quartz and crystalline (granodiorite, granite, gneiss). I assume these sediments to be of Carpathian age. Lower Badenian gravels and marly clays overlay these deposits. Some sands east of Platt yield small chips of *Ostrea*.

The Lower Badenian sediments, documented by a greater number of outcrops, cover a great part of the mapping area. They are to be found in the areas of Braunsdorf, Roseldorf, Sandberg and Ober-Steinabrunn. They are sandy, medium to coarse gravels (components: granite, gneiss, quartz, sandstone, ?Jurassic limestone), medium sands and seldom marly clays. Chips of Badenian limestone were found only NE of Ober-Steinabrunn. The gravel-layers strike NE to SW in the areas around Braunsdorf, between Braunsdorf and Großnondorf and between Großnondorf and Ober-Steinabrunn. Between Sandberg and Ober-Steinabrunn the gravels strike E to W (for example near the altitude points 287 m – Heidfeld, 283 m – Heufeld and 293 m – Hofweingärten). Between Roseldorf and Platt the structural position of these gravels is not known up to now. The gravels may be of Carpathian or Lower Badenian age, they decrease in the mapping area from west to east and are replaced by marly clays (Lower Badenian).

Quaternary (fluvial, deluviofluvial, deluvial and eolian) sediments are represented by clays, sands and gravels. They cover large parts of the mapping area.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
im Raum Zellerndorf – Pernersdorf
auf Blatt 22 Hollabrunn**

Von MILOŠ RUŽIČKA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In October 1990 an area of about 20 km² was mapped located S from the Pulkau river valley between Zellerndorf and Pernersdorf, covering sheets No. 10.000 13 and 14 (as divided by the Geologische Bundesanstalt). The mapping was made according to instructions, natural and artificial outcrops were documented and 1 m auger sticks were used to expose thin loess cover or surface soil-horizons. 55 documented points were described in the area 13 and 71 in the area 14, i.e. a sufficient amount for the planned accuracy of the geological map 1 : 50.000.

The area is intensively agriculturally used, covered with fields and vineyards.

Two main lithologically different units build up the area: dark clays similar to those exposed in the Zellerndorf brickyard (Zellerndorfer Schlier, Ottnangian) and calcareous clays, silts and sands, believed to be of Carpatian age.

Zellerndorfer Schlier (Ottnangian) is represented by mostly dark grey (blackish grey, brownish grey) clays, thin bedded, disintegrating into thin small plates, containing irregularly scattered grains and crystals of gypsum. If weathered they are mostly rusty brown, with yellowish efflorescences of secondary sulfates. W from Zellerndorf (d.p. 13/18) an interlayer of sand containing a lense of gravel was found within the sequence of clays. In the upper part of the sequence a layer of diatomites was found; they are brownish grey, laminated, disintegrating into thin plates. The layer of only several metres thickness can be followed from the Platt railway station to NNE, it is exposed in vineyards in the S slope of the hill S of Watzelsdorf, too.

Sediments of the Carpatian lie without indications of disconformity on the older unit, mostly directly on the diatomite layer. They form a sequence of intercalating clays, silts and sands, all more or less calcareous. CaCO_3 content and mostly brownish colouring are the most important field criteria for the differentiation of the two main units. In sands scattered quartz pebbles are present in places concentrated into lenticular irregular interlayers of small thickness.

Sands are locally indurated – fragments of sandstones were found on the surface in places and rarely in exposures forming loaf-like irregular layers. Places with predominant sands are marked in the map. Oyster shells are frequent in sandy layers especially in the area of the SE part of the sheet 14 (S Pernersdorf). Faults are believed to border these oyster-rich sediments that form a lower part of the complex having been deposited in shallow water. A fault zone (individual faults directed 55° – 75° and dipping 75° – 85° N to NW) is exposed along the road from Pernersdorf to Gundersdorf (d. p. 14/70).

Questionable is the position of gravels found on the surface W from Zellerndorf (Junge Bergen, surroundings of the elevation point 266 in NW corner of the sheet 13), on the flat hill SW from Watzelsdorf, S and SE from Pernersdorf and around the elevation point 281 SE of Pernersdorf. No distinct difference was found in the composition of gravels even if they were found both on Ottnangian and Carpatian sediments. Predominant quartz pebbles and a calcareous crust on the pebble surfaces exclude the Quaternary age of gravels. Shallow drillings could solve the problem of the gravel position together with a detailed petrographical research of gravels within the large area.

Quaternary deposits are represented by loess which covers a large area S from Zellerndorf and in smaller extent S from Watzelsdorf and Pernersdorf. Loesses of the Würmian and Rissian are proved by the presence of the pedocomplex PK III (sensu KUKLA) that represents the last interglacial period. The thickness of loess in the abandoned brickyard in Zellerndorf is more than 7 m. Wind-blown sands overlying sandy sediments of Ottnangian were found passing up into loess (d. p. 13/18) – sandy aeolian sediments may be present in more places at the basis of the loess cover. Holocene sediments are represented by fluvial loams forming the uppermost part of the flood-plain fill of the Pulkau river and valleys of its tributaries Kremserbach

and Sulzbach. The thickness as well as the character of the deeper sediments in the flood plain are not known. Run-off deposits filling in limited thickness shallow depressions have the character of humic loess-loams (in areas built by loess) or of humic clayey and/or sandy loams (in areas built by Carpatian sediments). Humic sheet run-off sediments cover in places in greater thickness gentle lower parts of the slopes along valleys. Artificial materials such as bodies of the railway were limited, too. It is worth mentioning that the areas of villages are highly disturbed by human activity. Especially during excavations for wine-cellars a lot of material was removed and redeposited in the surroundings.

Traces of a fossil land-slide were found in the slope W from Zellerndorf covered with loess. Its origin had been influenced by the periglacial conditions during the Pleistocene. No traces of the recent land-sliding were found.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Raum Goggendorf, Sitzendorf und Mittergrabern auf Blatt 22 Hollabrunn

Von MARTIN VUJTA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Am westlichen Rand des Kartierungsgebietes erstreckt sich in Nord-Süd Richtung das Schmidatal, das das Gebiet in zwei geomorphologisch unterschiedliche Teile trennt. Westlich der Schmida befindet sich eine flache, fast aufschlußlose Landschaft, während sich östlich davon ein Hügelland mit zahlreichen Aufschlüssen erstreckt.

Quartär

Mehr als 50 % des Kartierungsgebietes ist mit Quartärsedimenten bedeckt. In einigen ehemaligen Schotter- und Sandgruben befinden sich Mülldeponien, die als anthropogene Sedimente eingezeichnet wurden. Die durchflossenen Täler sind mit fluviatilen Schottern, Sanden und vor allem Lehmen ausgefüllt, deren Mächtigkeit mit einigen Metern angenommen wird. Die gelegentlich durchflossenen Täler sind mit 1 bis 2 m mächtigen, deluvial-fluviatilen Sedimenten ausgefüllt. Deluviale, überwiegend lehmige Sedimente liegen besonders am Fuß der Hänge. Sie sind 1 bis 2 m mächtig, aber durch die starke Durchmischung schwer vom Löß und Tonmergel abtrennbar.

Die Schwierigkeiten bei der Abtrennung gelten auch für die Löss- und deluvial-äolischen Sedimente, weshalb diese nicht abgegrenzt werden konnten. Diese Sedimente sind unregelmäßig verteilt. Das größte geschlossene Vorkommen liegt in einer Depressionszone zwischen Sitzendorf, Sitzenhart und Mittergrabern, wo auch die größte Mächtigkeit mit 5 m oder auch mehr angenommen werden kann. Die Löss- und deluvialen Sedimente sind in vielen Aufschlüssen gut einzusehen und enthalten einige cm-mächtige Lagen und Linsen feinkörniger Schotter.

Unmittelbar westlich von Sitzendorf, nahe der Mündung des von Westen kommenden Baches, konnten 3 bis 5 m über der Talsohle rostige, stark sandige, schlecht sortierte Schotter festgestellt werden, die aus Gesteinen der Böhmisches Masse zusammengesetzt

sind. Diese Schotter können als proluvial-fluviatile Sedimente des Pleistozäns angesehen werden.

Tertiär

Alle präquartären Sedimente im Kartierungsgebiet östlich des Schmidatales können mit den Grunder-Schichten (Unterbaden) gleichgestellt werden. Sie bestehen aus grauen, gelblichen, bläulichen, siltigen und sandigen Tonmergeln, grauen bis gelben, fein- bis mittelkörnigen Sanden und sandigen Schottern.

Es bestehen zwei Grundfragen:

- 1) Sind die Sedimente verfaultet oder sonst irgendwie tektonisch deformiert?
- 2) Welche Aussage haben die Schotterbänder?

In den meisten Aufschlüssen wurde eine horizontale bis subhorizontale Lagerung der Sedimente beobachtet. Daneben wurden aber auch unterschiedliche Einfallrichtungen festgestellt, die oft sogar in einem geraden Schotterband vollkommen verschieden sind. Innerhalb einzelner Aufschlüsse wurden Einfallrichtungen von subhorizontal bis subvertikal beobachtet. Es kann angenommen werden, daß die meisten Deformationen einen synsedimentären Ursprung haben.

Aus der geologischen Kartierung ist deutlich ersichtlich, daß die Schotter in SW-NE-orientierten Bändern auftreten. Diese Schotterbänder sind wahrscheinlich im Südwesten, im Bereich des Schmidatales tektonisch abgeschnitten und setzen sich nach Nordosten auf den Nachbarblättern fort. Die Schotter sind in vielen Schottergruben aufgeschlossen. Es treten verschieden große Linsen im Sand auf, die von Tonmergel begleitet werden.

Die Sedimente entsprechen einem typischen litoralen Milieu, das Ergebnis der Kombination von küstennaher Ablagerung und Wasserströmung in vorgegebener Richtung.

Westlich des Schmidatales sind unter dem Löß Sedimente des Karpats zu erwarten. Sie sind von den Sedimenten des Badens wahrscheinlich tektonisch abgetrennt. Eine andere, wahrscheinlich ebenfalls tektonisch bedingte Depressionszone zieht in SW-NE-Richtung von Sitzendorf nach Mittergrabern.

Blatt 47 Ried im Innkreis

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen des Gebietes um Mehrnbach auf Blatt 47 Ried im Innkreis

Von STEFAN SALVERMOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen im Berichtsjahr wurden im Gebiet zwischen Mehrnbach und der Waldzeller Ache, etwa von Gigling bis Federnberg durchgeführt.

Die ältesten anstehenden Sedimente sind die Mehrnbacher Sande des mittleren Ottnangien, die in einigen, nicht mehr im Abbau stehenden Sandbrüchen bei Ramerding, Käfermühl sowie um Gigling und Mehrnbach aufgeschlossen sind. Sie lagern zwischen +450 m NN und +515 m NN und erreichen somit im Kartierungsge-

biet bereits annähernd ihre Gesamtmächtigkeit von 60–80 Meter. Bei den Mehrnbacher Sanden handelt es sich petrographisch um olivgraue Fein- bis Mittelsande mit hohem Glaukonitgehalt. Die Sande sind in wechselnder Dichte von dünnlagigen, pelitischen Einschaltungen durchzogen. Auch treten partienweise sehr gehäuft Pelitklasten auf, die an den jeweiligen Schichtungsstrukturen orientiert sind. Das wesentliche Schichtungsgefüge der Mehrnbacher Sande ist eine trogförmige Schrägschichtung. Daneben finden sich massige bis horizontal laminierte Sande und Sand-Pelit-Wechselfolgen mit Flaser- und Linsenschichtung.

Der Übergang von den Mehrnbacher Sanden zum hangenden Braunauer Schlier ist durch eine ausgeprägte fazielle Verzahnung gekennzeichnet, die insbesondere zwischen Bubesting und Schönaich zu beobachten ist. Dort liegt dieser Bereich zwischen +480 m NN und +510 m NN. Verallgemeinert erfolgt der Übergang in etwa bei der +500 m NN-Fläche, wobei sich der lithologische Wechsel durch Einschaltungen immer mächtigerer Pelitbänke äußert. Der Braunauer Schlier des mittleren Ottnangien ist ein grauer Mittel- bis Grobsilt, der eine deutliche Bankung im cm- bis dm-Bereich aufweist. Die Schichtflächen sind durch glaukonitische, stark glimmerführende Feinsande im mm bis cm-Bereich belegt. Anstehend findet er sich in zumeist stark verwachsenen Gruben bei Rödham, östlich Bubesting und südlich der Ortschaft Federnberg. Er lagert zwischen +475 m NN bis +525 m NN.

Die pliozänen Kiese der Federnberg(-Trittfeld)-Schotter durchziehen das Gebiet als schmaler Schotterzug von Gigling im Südosten bis Federnberg im Westen, wobei sie die höchsten Geländeteile einnehmen. Die Basisfläche des Schotters liegt bei +540 m NN im SE und fällt auf +515 m NN im NW ab. Dies entspricht einem lokalen Gefälle von etwa 5 ‰. Der Schotter erreicht eine Mächtigkeit von 20–25 Meter, und ist tiefgründig verlehmt, wie der einzige Aufschluß nördlich von Gigling zeigt. Der Schotter baut sich aus massigen Mittel- bis Grobkiesen auf, die von horizontal geschichteten Sanden und geringmächtigen Sand-Silt-Ton-Lagen unterbrochen werden. Der Geröllbestand setzt sich vorwiegend aus Quarzen und Quarziten (61 %) sowie aus Kristallingeröllen (33 %) zusammen. Untergeordnet treten Gerölle sedimentärer (4 %) und karbonatischer (2 %) Ausgangsgesteine auf. Bemerkenswert ist die hohe Eisenschüssigkeit des Schotters, die insbesondere in den basalen Anteilen auftritt.

Längs der Waldzeller Ache finden sich Terrassen und Terrassenrelikte der älteren Deckschotter, wobei sich zwei Verebnungsflächen differenzieren lassen. Die ältere Gruppe liegt bei +490 m NN und ist zwischen Käfermühl und Rödham verbreitet. Sie besteht aus vier kleineren, nur mehr reliktsch erhaltenen Talhangterrassen, deren mittlere Mächtigkeit 10 m beträgt. Ein jüngerer, zusammenhängender Schotterzug, dessen Gefälle nach W weist, ist zwischen Riegerting und Kainerding verbreitet. Seine Verebnungsfläche liegt bei +470 m NN; die Mächtigkeit dieser Kiese liegt deutlich unter 10 Meter.

Tertiäre wie altquartäre Ablagerungen sind von einer tiefgreifenden und weiträumigen Verlehmung betroffen, wobei im Kartierungsgebiet Solifluktionsbildungen im Gegensatz zu In-situ-Verlehmungen nur untergeordnet auftreten.

Blatt 49 Wels

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels

Von HERMANN KOHL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Mit den Aufnahmen dieses Jahres konnten die wenigen noch verbliebenen Lücken geschlossen werden, und zwar nördlich Wels am Kartenrand bei Scharten und Roitham sowie im Raum nördlich Bad Schallerbach – Wallern und in der Traun-Enns-Platte im Riedbachtal unterhalb Großendorf, im oberen Aiterbachtal von Oberaustall aufwärts und auf dem Plateau westlich davon.

Der keilartig vorspringende Sporn von Hochscharten trennt die beiden vom Eferdinger Becken her in den Blattbereich Wels zurückgreifenden Talkessel von Unterscharten–Rexham und von Roitham. In beiden Fällen handelt es sich um typische Geländeformen im Bereich der stark wasserstauenden Tonschiefer des Egerien. Die sandigen, zum Teil plattig verfestigten glaukonitischen Sande und Mergel des Ottnangien, die von J. SCHADLER auf Blatt Linz–Eferding 1 : 75.000 den Phosphoritsanden zugeordnet wurden, bilden die meist steil abfallende Umrandung. Die durch Abrisse und Rutschungen stark verwischte Grenze zwischen den beiden Einheiten muß wohl, dem Stauhohizont folgend, bei Unterscharten in etwa 380 m liegen, womit hier das Egerien nur mehr geringfügig auf Blatt Wels übergreift, bei Roitham dagegen aber wesentlich weiter, wobei die Grenze von E nach W gegen das Innbachtal hin von >380 m bis etwa 370 m absinkt. Auch hier kennzeichnen Steilstufen den Abbruch kleiner Schollen, und besonders gegen Roitham hin zeigen sich die für Rutschungen typischen wulstigen Geländeformen.

Der Höhenzug von Scharten, der auch nach S steil abfällt, trägt Reste größerer Verebnungen, wo die Frage, ob Decklehme oder Reliktböden vorliegen, an Hand zahlreicher entwurzelter Bäume zugunsten von Reliktböden geklärt werden konnte.

Im Tal von Schönau bei Bad Schallerbach tritt das Egerien ab etwa 500 m talaufwärts vom Rathaus Bad Schallerbach bis in die sich bei Schönau verzweigenden Quellläste fensterartig auf. Die nicht aufgeschlossenen hangseitigen Grenzen sollten im November durch 3 Bohrungen mit dem Gerät der GBA in Zusammenarbeit mit Dr. Rötzel ermittelt werden. Die Bohrungen B-1, ca. 200 m SE der Kirche Schönau, und B-2, ca. 350 m NNW davon, endeten in 8 bzw. 6,8 m in den festen Tonschiefern des Egerien, die darüber stark aufgeweicht sind und eine Überlagerung von fahlgelbem, z. T. stark gleyfleckigem, im unteren Bereich blaugrauem, tonigem Schluff mit Bruchstücken von *Succinea oblonga*-Schalen aufweisen. Es muß sich also bei dieser Überdeckung weitgehend um autochthones, nur geringfügig verlagertes Material handeln. Auch die etwa 360 m westlich von Schönau abgeteufte Bohrung B-3 endete in 6,8 m Tiefe in festem Egerien; darüber folgte ab 5,6 m aufgeweichter Tonschiefer, und weiter sand- und feinkiesreicher Lehm. Dieses Fremdmaterial kommt aus den hangenden, hier reichlich mit diesem Material durchsetzten Mergeln des Ottnangien, das im Pleistozän längs einer kurzen flachen Mulde bis über das Egerien verlagert wurde. Die durchwegs mehrere Meter

von Ockermaterial überdeckte Grenze Egerien/Ottnangien ist also im N und E der Talweitung bei Schönau annähernd an einen deutlich erkennbaren Geländeknick am Übergang von den Steilhängen zum flacheren Hangfuß gebunden.

Ebenfalls der Feststellung der Grenze zwischen Egerien und Ottnangien dienen die Bohrungen B-4 bis B-6 westlich Wallern. Die B-4, etwa 550 m westlich der evangelischen Kirche von Wallern, endete in 6,4 m in dunklen Tonschiefern des Egerien, die darüber stark aufgeweicht sind und von mehrschichtigen schluffigen Tonen mit Tonschieferbruchstücken und einem Horizont mit Pflanzenresten überlagert werden. Nördlich der Bohrstelle verläuft eine sich nach E fortsetzende Geländestufe, oberhalb der nur noch Sedimente des Ottnangien festzustellen sind.

Die 1 km WSW und 960 m SW der evangelischen Kirche liegenden Bohrpunkte B-5 und B-6 endeten in 12,5 und 8,0 m in sandigen Mergeln des Ottnangien und enthielten keine Spur mehr von Tonschiefern des Egerien. Es handelt sich bei B-5 um eine Folge von meist braunen bis gelbbraunen sandigen Lehmen und Sandsteinlagen bzw. Sanden, wobei auch die Endteufe in zwar dichter gepacktem, aber nichtfelsigem Gestein liegt. Bei B-6 überwiegen gelbbraune bis olivfarbige, eher feinsandige Lehmlagen mit einzelnen glaukonitischen Sandsteinstücken. Die Endteufe liegt in stark kalkhaltigem, feinsandigem Mergel. Die Grenze Egerien/Ottnangien fällt daher, nicht wie zu erwarten, allmählich zur Talsohle des Trattnachteales ein, sondern führt unvermittelt und daher offenbar gestört zur Straße nach Bad Schallerbach herab. Erschwert wird hier die Grenzziehung durch die teilweise Überdeckung mit Solifluktionsmaterial aus dem Ottnangien und die bereits sehr dichte Verbauung.

Diese Erscheinungen bestärken den schon von J. SCHADLER und R. GRILL auf Grund von Beobachtungen in der inzwischen verbauten Ziegeleigrube von Bad Schallerbach gewonnenen Eindruck, daß es sich bei der flachen Geländeform im NE von Bad Schallerbach um eine nach S vorgeglittene Scholle handeln könnte. Dafür sprechen auch der geradlinig von Schönau bis nördlich Wallern verlaufende Steilabfall von Bergern und der hier geknickte Verlauf des Trattnachteales. Am Steilabfall von Bergern, der ab Wallern nach E hin in die stufenartig angelegten Abrißnischen des Rutschgebiets von Parzham und Grub übergeht, treten massenhaft glaukonitische, z. T. fossilführende, bis >10 cm dicke Sandsteinplatten auf, so daß gleichzeitig der Eindruck einer Härtestufe entsteht. Die tiefgründigen Lehmböden auf dem Plateau von Bergern erweisen sich an entwurzelten Bäumen auch hier, ähnlich wie beim Höhenzug von Scharten, als Reliktböden.

Nördlich des oberen Irnharter Baches konnten bei Breitenau oberhalb von 390 m Atzbacher Sande festgestellt werden, die auch weiter talaufwärts bis Felling am Steilrand erkennbar sind. Auf den 440–450 m-Hochflächen von Kronberg und Humpelberg SE Offenhausen läßt die durchwegs im Lehm vorhandene Sandkomponente auf Reliktböden über Atzbacher Sanden schließen.

In der Traun-Enns-Platte wurde im Riedbachtal zwischen Großendorf und der Straße Sattledt – Kremsmünster versucht, die besonders auf der Westseite des Tales durch Decklehm verhüllten JDS von den im N auftretenden ADS abzugrenzen.

Im Aiterbachtal konnten am steilen Osthang vor allem, wo die Grünauer Bahn das Aiterbachtal verläßt und am Einschnitt der neuen Straßentrasse Eberstallzell – Großendorf, deutlich drei übereinanderliegende Schotterkörper festgestellt werden. Über dem sumpfigen Talboden mit am Hangfuß austretenden Quellen, die den Schliersockel kennzeichnen, folgt der in seinen Basislagen im allgemeinen viel Kristallin und Quarz führende ÄDS, darüber die Weiße Nagelfluh (WNF), die etwa 1 km südlich der Autobahn am Steilhang endet und darüber die flyschreiche Graue Nagelfluh (= Kremstalfazies der JDS), die jedenfalls wenig nördlich des genannten Straßeneinschnittes auskeilt; weiter nördlich schließen im Aiterbachtal bis Oberaustall die JDS in Almtalfazies (reich an dunklen gebänderten Gutensteiner und Reiflinger Kalken) an.

Das ausgedehnte Plateau westlich des Aiterbaches wird bis östlich des Hallwanger Tales von JDS in Almtalfazies aufgebaut, die in den Nebentälern jeweils am steilen, orographisch rechten Talhang ausbeißern und an alten Schottergruben und Konglomeratbänken aufgeschlossen sind; auf den flachen linken Talhängen und auf dem Plateau sind sie von Decklehm überlagert. Im Hallwanger Tal tritt am Steilhang WNF zutage, die an vielen alten Brüchen noch gut einzusehen ist. Nordwestlich davon verläuft, meist von mächtigen Lehmdecken verhüllt, der blockreiche Außensaum des „günzeitlichen“ Gletscherzungenbeckens, der vom Pettenbachtal mit Unterbrechung auf der Westseite des Aiterbachtals über Oberaustall in Richtung Sattledt verläuft. An der Westseite des Aiterbachtals tritt an fast allen Spornen zwischen der Mündung der Seitentäler eine terrassenartige Vorstufe auf, die gut mit der auch im unteren Aiterbachtal vorhandenen Terrassenleiste korrelierbar ist. Sie setzt sich, soweit einzusehen, aus umgelagerten, z. T. lehmreichen Schottern zusammen, die mit Annäherung an die Mindelmoräne des Steyr-Kremstalgletschers auch viel blockreiches Material aus dieser Moräne enthält. Es dürfte sich somit um eine Periglazialterrasse aus der Rißeiszeit handeln. Der auf der W-Seite etwa 1,2 km nördlich Rührendorf einsetzende versumpfte Talboden am Aiterbach mit talabwärts bis auf den Hangfuß hinauf austretenden Quellen kennzeichnet auch hier den allmählich über das Talbodenniveau ansteigenden Schliersockel.

Blatt 53 Amstetten

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 53 Amstetten

Von OTTO THIELE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Zur Ergänzung einer Manuskriptkarte von I. FREY (1990), welche sich in der Darstellung des Kristallinanteils im wesentlichen auf unveröffentlichte Kartenmanuskripte von G. FUCHS (1958) und E. ZIRKL (1958)

stützte, wurden vom Berichtersteller in diesem Herbst zweiwöchige Begehungen durchgeführt.

In der Hauptsache wird das Gebiet von Weinsberger Granit aufgebaut, von welchem G. FUCHS eine Randfazies abgrenzt. Soweit ich diese „Randfazies“ begangen habe (Oberholz, Ellinberg, Geilberg, Steinberg), scheint es sich mir eher um Gebiete zu handeln, wo der Weinsberger Granit von zahlreichen Gängen und Stöcken von jüngerem fein- und mittelkörnigem, mitunter auch grobkörnigem Granit durchsetzt wird.

Das Gebiet des Weinsberger Granits wird durch eine SW-NE-streichende, einige hundert Meter breite Zone von hellen, mehr oder minder mylonitischen Gneisen in zwei Teile geteilt. Diese hellen Gneise machen stellenweise den Eindruck von straff geschiefertem Granitgneis, mitunter können sie aber auch dem Gföhlergneis recht ähnlich werden. Sie lassen sich von der Donau zwischen der Ruine Freyenstein und Sand, wo sie E. ZIRKL schon kartiert hat, über Schlaghof, wo sie die größte Mächtigkeit erreichen, westlich an der Lindmühle vorbei (auch dort schon von E. ZIRKL gefunden) über Kremslehen, wo sie in einem kleinen aufgelassenen Steinbruch anstehen, bis an die Tertiärgrenze bei Stiefelberg verfolgen. Im Südosten werden diese Gneise von einer markanten Mylonitzone abgegrenzt. Es ist dies allem Anschein nach die Fortsetzung der Störungszone, welche aus der Gegend bei Guttenbrunn auf Blatt Ottenschlag (Quarzsteinbruch!) quer über den Südostteil des Kartenblattes Königswiesen zieht und dort als linkssinnige Seitenverschiebung erkennbar ist. Längs der Störung macht sich, hier wie dort, eine starke Verquarzung bemerkbar, die sowohl die hellen Gneise als auch den angrenzenden mylonitischen Weinsberger Granit erfaßt.

SW Kremslehen ist im verquarzten Granitmylonit ein kleiner, heute nicht mehr zugänglicher Stollen bekannt. Von den Einheimischen wird er als „altes Silberbergwerk“ bezeichnet. Er scheint aber nur Spuren von kaum edelmetallhaltigem Pyrit gefolgt zu sein (siehe GRENGG & MÜLLER, Verh. Geol. B.-A., 1926, S. 206). Der kümmerlichen Halde nach zu schließen, kann der Schurfbau nicht tief gewesen sein. Als ein weiteres Mineralvorkommen dieser Gegend ist vom Ellinberg ein beryllführender Pegmatit bekannt geworden. Der Pegmatit oder das Pegmatoid ist heute nicht mehr zugänglich. Die Reste des Gesteins liegen in einer Steinbruchwand über einem privaten Badeteich.

Auftragsgemäß wurde auch der Bereich von Ardagger (ÖK 52) begangen. Es wechseln dort auf engstem Raum heller fein- bis mittelkörniger Granit vom Typ Mauthausen, stellenweise mit kleinen Dioritschollen durchsetzt, perl- und grobkornigneisähnliche Migmatite und Bändergneise sowie fein- bis mittelkörniger Biotitdiorit. Einige kleine Steinbrüche hinter den Häusern der Ortschaft sind zum Teil noch zugänglich, aber längst schon außer Betrieb.

Eine Kartenkorrektur ist im Bereich von Ardagger Stift anzubringen: Der Aufschluß beidseits der Straße durch den Klosterwald liegt im tertiären Tegel, die Kristallinblöcke dort sind offensichtlich künstlich geschüttet. Die Kristallinblöcke im Bachbett nahe dem Nordwestrand des Klosterwaldes hingegen scheinen ein tertiäres Strandblockwerk darzustellen.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Raum Kaumberg – Altenmarkt a.d. Triesting auf Blatt 57 Neulengbach

Von BENNO PLÖCHINGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die zwischen 1975 und 1978 im genannten Bereich durchgeführte, 1981 revidierte geologische Kartierung sollte 1990 nach Möglichkeit eine gewisse Abrundung erfahren. Die stratigraphische Einstufung der verbreitet anzutreffenden Kreide-Paleozänablagerungen stützte sich vorwiegend auf den Mikrofossilinhalt, der von den Herren Dr. J. SALAJ (Mikrofauna), HR Dr. H. STRADNER und Dr. H. EGGER (Nannoflora), in einzelnen Fällen auch von den Herren Dr. R. OBERHAUSER, Dr. M. SCHMID (Mikrofauna) und Prof. H. MOSTLER (Holothurien) bearbeitet wurde. An die 70 von Herrn K. UHER und 15 selbst ausgesuchte, mikrofossilführende Schlammproben sowie etwa 10 Dünnschliffe wurden von Herrn Dr. J. SALAJ zur mikropaläontologischen Untersuchung übernommen. Es ist beabsichtigt, die geologisch-mikropaläontologischen Ergebnisse mit Herrn Dr. SALAJ zusammen zu publizieren. Sie mögen unabhängig von den Aufnahms- und Untersuchungsergebnissen, die Herr Dr. G. WESSELY erzielte, zur Fertigstellung des geologischen Kartenblattes beitragen.

Der Bergzug Hochriegel – Hocheck – Mittagkogel – Gemeindeberg gehört bekanntlich dem Tirolikum der Reisalpendecke zu. Nördlich ist ihm bis zur Kalkalpenüberschiebung auf die Flysch-Klippenzone das Bajuvarikum vorgelagert. In ihm zeichnet sich eine mit dem Vorschub der Reisalpendecke in Zusammenhang stehende Schuppung ab, in die fast durchwegs die Kreide-Paleozänablagerungen einbezogen sind. Sie gliedern sich in Neokommargel, Mittelkreideablagerungen des Oberapt bis Obercenoman (Tannheimer und Losensteiner Schichten) und folgende Gosauablagerungen: Quarzsandstein des (?) Coniac-Santon, graue, z.T. kieselige oder bunte Mergel und rote, sparitische Kalkarenite in Nierentaler Fazies, bunte Mergel mit Sandstein- und Konglomerateinschaltungen des Obercampan-Maastricht (Nierentaler Schichten), Gießhübler Schichten (Paleozän). Diese im Raum des Bajuvarikums verbreiteten Gosauablagerungen stehen jenen gegenüber, die transgressiv der Trias der Reisalpendecke aufruhend: Grobes Grundkonglomerat und Dolomit-Feinkonglomerat (?Coniac-Santon), graue Mergelschiefer mit Brekzienlagen des Untercampan. In Hinblick auf die in Vorbereitung befindliche Publikation mit Herrn Dr. SALAJ wird hier auf die Angabe der altersbelegenden Mikrofossilvergesellschaftungen verzichtet.

Während ein Hiatus im Bereich des Bajuvarikums auf ein schon zur Unterkreide vorhanden gewesenes Relief hinweist, bezeugen die mit bedeutender Transgressionsdiskordanz aufruhenden Gosausedimente ein sehr ausgeprägtes vorgosauisches Relief.

Am Nordrand der Kalkalpen, also südlich der Kalkalpenüberschiebung, befindet sich zwischen den Quertälern des Laabbaches und des Höfnerbaches die über das Gehöft Ebner verlaufende „Ebner-Schuppe“ mit ihrer von den Opponitzer Schichten über den Hauptdolomit und den Plattenkalk bis zu den Kössener Schichten reichenden Serie. Tektonisch hangend folgt die

„Hirschbergschuppe“ mit Hauptdolomit, Plattenkalk, Allgäuschichten und den mit leichter Diskordanz auflagernden Mittelkreideablagerungen. Der Hauptdolomit führt, wie schon bekannt, Keupereinschaltungen. An einer Stelle, im Bereich des Gehöftes Schatzel, sind die Mittelkreideablagerungen in einer gegen Norden überkippten Mulde („Schatzel-Mulde“) anzutreffen. Die leicht gefleckten Neokommargel am Rücken westlich des Hauses Höfnerbach 13 gehören möglicherweise zu deren S-Flügel.

SE der am Unterlauf des Höfnerbaches anzunehmenden, NNE-SSW-gerichteten „Höfnerbach-Störung“ dürfte die Hirschberg-Schuppe, etwas linksseitig blattverschoben, in der „Reisberg-Schuppe“ ihre Fortsetzung finden. Diese ist vom Haltriegel-Westfuß bis zur Höfnerbachmündung, vornehmlich aber nördlich der Triesting, am Reisberg, verbreitet und übernimmt hier die Funktion einer kalkalpinen Nordrandschuppe. In der steilstehenden bis überkippten, SW-NE-streichenden Juraschichtfolge des Mayrkogels kommt ihr eine besondere tektonische Bedeutung zu.

Zur Serie der Reisberg-Schuppe zählen Opponitzer Schichten, Hauptdolomit, Plattenkalk, etwas bunter Liaskalk, Allgäuschichten, Klauskalk, bunte Kiesel- und Radiolaritschichten, Agatha- (Acanthicus)kalk und die nach einem Hiatus überlagernden Mittelkreideablagerungen, bestehend aus den im allgemeinen kalkreicheren Mergeln und mergeligen Kalksandsteinen der Tannheimer Schichten (Oberapt-Mittelalb) und den hangend allmählich daraus hervorgehenden grauen, schiefrigen Tonmergeln und gradierten, quarzreichen Sandsteinen der Losensteiner Schichten (Mittelalb-Untercenoman), die 150 m südlich Haus Kleinbacher eine exotikreiche Konglomerateinschaltung aufweisen. Eine kartierungsmäßige Trennung der beiden faziell schwer auseinander zu haltenden Schichtglieder war nicht möglich. In den meisten Fällen konnte jedoch J. SALAJ mittels der Mikrofossilvergesellschaftungen eine genaue Alterseinstufung erzielen.

Die Hirschbergschuppe wurde von der am Frönerberg östlich des Laabbachtales ausgehenden und bis zum Haltriegel reichenden, bedeutenden „Frönerberg-Haltriegel-Schuppe“ nordvergent überfahren. Im Hangenden ihrer obertriadischen Karbonatgesteine sind Allgäuschichten, ein heller, brachiopodenführender Crinoidenkalk, ein rötlichbrauner, ammonitenführender Klaus-(Filament-)Kalk und bunte Kiesel- und Radiolaritschichten entwickelt. Es ist eine Serie hochbajuvarischer Fazies.

Südöstlich und östlich Gehöft Schatzel liegen zur Mittelkreide eingebrachte Gleitschollen aus obertriadischen bis liassischen Gesteinen der Frönerberg-Schuppe. Die an der Höfnerbach-Störung etwas gegen NE versetzte Haltriegel-Scholle bildet den östlichen Ausstrich der Frönerberg-Schuppe. Das von der Obertrias bis zu den liassischen Fleckenmergeln reichende Gestein des Halriegels (K. 568) schwimmt auf den in sich verschuppten, neokomen bis mittelkretazischen Sedimenten der Reisberg-Schuppe und wird selbst von Losensteiner Schichten überlagert. Es kann ebenso als mittelkretazisch eingebrachte Gleitscholle gedeutet werden.

Auf der Frönerberg-Haltriegel-Schuppe ruhen diskordant die bis in das Paleozän reichenden Sedimente der über den Waisenhof, den Hagerhof und das Gehöft Stickler zu verfolgenden Sedimente der „Waisenhof-Stickler-Gosaumulde“.

Ein Idealprofil durch diese Mulde liegt im Höfnerbachtal vor. Durch die mikropaläontologischen Untersuchungen von J. SALAJ, H. STRADNER und H. EGGER konnten hier von N nach S kalkreichere, bunte Mergel dem Untercampan und zunehmend pelagische bunte Mergel mit Sandstein- und Brekzienzwischenlagen dem Maastricht und somit den Nierentaler Schichten zugeordnet werden. Am Rücken N Gehöft Scheibenreiter wird das campane Niveau durch einen härteren, ziegelroten, biomikritischen Kalk vertreten.

Den Gosauablagerungen der Waisenhof-Stickler-Gosäumulde zeigt sich die fast zur Gänze aus Mittelkreideablagerungen (Tannheimer Schichten und orbitolinenführende Losensteiner Schichten) aufgebaute „Höfnerhaus-Schuppe“ aufgeschuppt oder auch nur angelegt. Eine nordvergente Aufschuppung ist durch die Talaufschlüsse zwischen S Waisenhof (K. 529) und NE Höfnerhaus evident. Vom Höfnerbachtal weg verläuft die Schuppe in nordöstlicher Richtung bis zum Wallgraben.

Ähnlich der Frönerberg-Schuppe wird auch die Höfnerhaus-Schuppe von Gosausedimenten und zwar von jenen der „Wallgraben-Gosäumulde“ überlagert. Sie geht am Höfnerbach, im Bereich der Fischzucht Böck, aus und streicht gegen NE bis gegen Thenneberg, wo ihre Sedimente auch über die Mittelkreide der Reiberberg-Schuppe greifen. Im aufgelassenen Steinbruch N Gehöft Seidl ist im tektonisch Hangenden eines untercampanen bunten Mergels ein grauer, molluskenführender Quarzsandstein des Coniac-Santon aufgeschlossen, und W der Fischzucht verweisen zwischen den Lunzer Schichten und dem Hauptdolomit der Reisalpendecke eingeklemmte campane Sedimente auf eine postgosauische Stockwerkgleitung.

Als höchste große Schuppe des Bajuvarikums ist im Kartierungsgebiet die ausschließlich aus mittelkretazischem Sediment aufgebaute „Doppelhof-Schuppe“ zu nennen. Die wie die Höfnerhaus-Schuppe postgosauisch gebildete, SW-NE-streichende Schuppe reicht vom Überschiebungsrand der Reisalpendecke am Nordfuß des Hochecks bis gegen den Bahnhof Altenmarkt-Thenneberg. Lesestücke und exotische Gerölle in brachliegenden Feldern verraten die Verbreitung der Losensteiner Schichten. Vom SE-Rand der Doppelhof-Schuppe wurde im Bereich zwischen dem Reservoir NNE Gehöft Doppelhof und südlich des Bahnhofes offenbar eine schmale Teilschuppe abgespalten, zu deren tektonischer Basis die am Hügel N Gehöft Gross-Zuber und SW des Bahnhofes aufgeschlossenen Gosausandsteine des Coniac-Santon gehören.

Die Ablagerungen der „Schönbühel-Gosäumulde“ bilden das Hangende der Doppelhof-Schuppe. An ihrem SW-Ausstrich am Nordfuß des Hochecks (K. 620) sind es konglomeratreiche, bunte Mergel und an ihrem NE-Ausstrich südöstlich des Bahnhofes Altenmarkt-Thenneberg rote Intrabiosparite des Untercampan. Die Höhe des Schönbühels ist aus glattflächigen, bunten, siltischen Mergelschiefern und an Lithothamnien- und Bryozoenbruchstücken reichen, flyschähnlichen Sandsteinen der Gießhübler Schichten aufgebaut.

Am Südostrand der Schönbühel-Gosäumulde zeichnet sich durch Losensteiner Schichten, die man ca. 350 m SW des Doppelhofes antrifft, abermals eine schmale Teilschuppe ab. Den Losensteiner Schichten ruhen graue, santone Mergelschiefer auf, die hangend, am Heimkehrerbründl, von roten, in der Nierentaler Fazies entwickelten, kalkreicheren Mergeln abgelöst wer-

den. Sie führen nach SALAJ eine untercampane Mikrofauna.

Ein Siloashub S Gehöft Gross (Zuber) legt eine zerüttete Reichenhaller Rauhwacke und Brekzie der Reisalpendecke frei, ein Aushub SE des Gehöftes, westlich eines Wasserschlosses, Haselgebirge dieser Einheit.

Hauptdolomit und Dachsteinkalk des Steinkampls und des Wiegenberges N Altenmarkt bilden, wie schon lange bekannt, eine auf Gosauablagerungen ruhende Deckscholle der Reisalpendecke. In der Satransiedlung Altenmarkts unterlagern vor allem die bunten Mergelschiefer und flyschähnlichen Sandsteine der Gießhübler Schichten. Nach einer Nannoflorenbestimmung H. STRADNER's kann man sie am Ostende des unteren Fahrweges der Siedlung in das DAN NP 2 stellen. Nördlich der Deckscholle stehen im Bereich von Klauswies sporadisch bunte Mergel und Mergelkalke an, die nach der von J. SALAJ bearbeiteten Mikrofauna untercampanes Alter haben.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 57 Neulengbach

Von GODFRIED WESSELY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Gegenstand der Aufnahmen war die nördliche Kalkalpenzone des Blattes Neulengbach zwischen dem Laabachtal südlich Kaumberg und dem Bereich nördlich der Araburg, sowie die Gosau und ihre Umrahmung auf der Stirne der Reisalpendecke im Gebiet „Unterm Hocheck“.

Südwestlich Kaumberg tauchen die beiden östlich des Laabachtales entwickelten Antiklinalzüge bzw. Schubeinheiten, also die Hirschbergeinheit und die Frönerbergeinheit, westlich des Laabachtales axial ab. Nur mehr jeweils Hauptdolomit und etwas Rhät reichen noch auf kurze Erstreckung über das Tal, dann werden sie von Losensteiner Schichten bedeckt, wobei deren Basis Brekzie mit Orbitolinen bilden kann, wie das am Südosthang nördlich der Abzweigung der Straße ausgehend vom Laabachtal Richtung Araburg der Fall ist. Innerhalb der Losensteiner Schichten treten isoliert Vorkommen von Jura auf, deren größere, aus Fleckenmergelkalken bestehende Bereiche das Liegende der Losensteiner Schichten darstellen mögen. Die meisten von ihnen sind jedoch als Olistholite innerhalb der Losensteiner Schichten zu deuten, wie sie schon östlich des Laabachtales als solche erkannt wurden. Es treten neben Fleckenmergelkalken graue bis grünliche Crinoiden-Hornsteinkalke des Lias (Wiesengelände 1 km WSW der Kirche Kaumberg, unterhalb eines Fahrweges), Globigerinenoolith und bunte Malmkalke entlang der Anhöhe N des Mayerhofes auf. 400 m ENE desselben wird in einem kleinen Aufschluß Malmradiolarit von rotem Knollenkalk überlagert. In ihrem gesamten nördlichen Abschnitt führen die Losensteiner Schichten in gehäufte Form gut gerundete Exotika (Quarzporphyr, Quarzkonglomerate, Quarzite, Lydite), im südlicheren Teil bestehen sie fast nur aus Sandsteinen.

Die Losensteiner Schichten reichen teilweise bis an den Kalkalpenrand, nur einzelne Abschnitte desselben werden von Kieselkalk gebildet. Im Süden werden die Losensteiner Schichten von unteren Gießhübler Schichten meist direkt überlagert, nur gelegentlich tre-

ten dazwischen Reste von buntem Campan-Mergelkalk auf. Südlich des Mayerhofes markiert ein Auftreten roter Mergelkalke innerhalb des Areals der Gießhübler Schichten eine Seichtlage der Unterkante derselben. E und SW des Waisenhofes erfolgt eine Überlagerung der Unteren Gießhübler Schichten durch Lithothamnienbrekzienlagen der Mittleren Gießhübler Schichten und schließlich durch Obere Gießhübler Schichten. Die nach Norden gerichtete Gradierung in den Brekzien der Mittleren Gießhübler Schichten zeigt eine tektonische Rotation derselben an. Die Gießhübler Schichten werden von Losensteiner Schichten überschoben. Diese Überschiebung läuft östlich des Laabachtales unter die Reisalpendecke. Die Stirne letzterer wird in diesem Abschnitt von Hauptdolomit gebildet.

Die Stirngosau der Reisalpendecke im Gebiet „Unterm Hocheck“ wird gebildet von Schichten des Coniac-Santon und Campan in der auf der Reisalpendecke üblichen Ausbildung. Die Basis bilden Klastika mit Dolomitmikroklomeren, grauen Areniten und untergeordnet grauen Mergelkalcken des Coniac-Santon.

Das Campan ist vertreten durch Zyklen von Klastika, bei vollständiger Entwicklung beginnend mit Blockschichten, überlagert von Feinbrekzien, Areniten und schließlich grüngrauen Mergelkalcken, die streckenweise dominieren. Die Blockschichten führen lokales Material wie Hauptdolomit, Rhätkalke, Komponenten aufgearbeiteter älterer Gosau (Kalkarenite, Feinkonglomerate des Coniac-Santon), aber auch Resedimente von campanen, roten und grünlichen Mergelkalcken.

Das Coniac-Santon erstreckt sich vor allem auf den Südostteil des Gosauvorkommens, taucht aber auch in der Mitte desselben und als schmaler Streifen im Westabschnitt auf. Das Campan ist vor allem im Westteil des Vorkommens ausgeprägt, wo es am Nordhang der Bergkulisse der Reisalpendecke an einem Forstweg und in darüberliegenden Felspartien ansteht. Die unzusammenhängende Anordnung der Gosauschichten mag auf Verschiebungen und Störungen an der Deckenstirn zurückzuführen sein. Eine auf Obertrias übergreifende Lagerung des Campan im Südwestabschnitt könnte das Fehlen eines Rahmens aus Coniac-Santon erklären.

Die Gosau liegt im Süden über Hauptdolomit und Dachsteinkalk, deren Schichtgrenzen bei NE-Streichen schräg unter die Gosau hineinlaufen. Ein Hauptdolomitstreifen an der Stirne mit etwas mitgeschleppter Mitteltrias (Kote 620) ist als Ergebnis einer Verschiebung oder als ein zum Campan gehöriger gravitativer Gleitkörper zu deuten.

Vor der Reisalpendecke erstrecken sich in diesem Abschnitt Losensteiner Schichten. Als schmaler Streifen liegen aber auch Campan, Coniac-Santon und lokal Gießhübler Schichten, die noch der Gosau des Frankenfels-Lunzer Systems angehören, vor der Überschiebung.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER

Ergänzende Begehungen fanden im Berichtsjahr in der Rhenodanubischen Flyschzone statt und zwar vor

allem im Gebiet des Heuberges östlich der Stadt Salzburg. Trotz neuer Forststraßenaufschlüsse konnten der Kartierung von PREY keine wesentlichen Neuerungen hinzugefügt werden. Bemerkenswert ist die inverse Lagerung der nordfallenden Altenglbacher Schichten in der Umgebung der Gruberfeldsiedlung. Ein gut aufgeschlossenes Profil daraus zeigt der Grabeneinschnitt südlich vom Gehöft Stockerer: Dort stehen bis zu 1,5 m mächtige Sandsteinbänke an, die nicht selten vollständige Boumazyklen und Sohlmarken erkennen lassen. Die Kolkungsmarken belegen mehrfach Paläoströmungsrichtungen von Osten nach Westen. Gegen das stratigraphisch Liegende hin sind zunehmend auch Kalkmergel am Aufbau der Turbidite beteiligt. So vollzieht sich der Übergang in die Zementmergelerde; Pernecker Schichten konnten hier nicht beobachtet werden. Solche wurden in geringmächtiger und stark tektonisch beanspruchter Ausbildung im Graben westlich von Pabenwang entdeckt. Ansonsten stehen auch in diesem Einschnitt nur die dickbankigen Basissandsteine der Altenglbacher Schichten an.

Die besten Aufschlüsse der erwähnten Basissandsteine befinden sich im Land Salzburg im Altenbachgraben südöstlich von Henndorf. Die grobkörnigen Sandsteinbänke werden dort bis zu 3 m mächtig. Die Schwermineralspektren dieser Sandsteine werden stark von Granat dominiert, wie die Analyse mehrerer Präparate aus diesem Gebiet ergab. Im Liegenden der Altenglbacher Schichten sind im Altenbachgraben auch noch die Pernecker Schichten aufgeschlossen, die im oberen Campan (Nannoplanktonzonen CC21 und CC22) abgelagert wurden.

Ein kurzes Detailprofil in den Pernecker Schichten wurde im Diesenbachgraben südlich des Irrsberges aufgenommen. Wie nun schon mehrfach am Nordrand der Flyschzone beobachtet werden konnte, so ist auch dort die Rotfärbung nicht ausschließlich auf die pelagischen Tonsteine beschränkt, sondern erfaßt bereits auch die hangendsten Abschnitte der turbiditischen Mergel. Dies kann als Ausdruck eines ansteigenden Sauerstoffgehaltes des Bodenwassers von Süden nach Norden zur Zeit der Sedimentation gedeutet werden, was wiederum für einen Anstieg des Bodens des Ablagerungsraumes in diese Richtung spricht.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HORST IBETSBERGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1990 wurde die Kartierung des Quartärs im Gebiet Wallersee/Zell – Weng – Dödtleinsdorf bis Schleedorf fortgesetzt.

Der gesamte Kartierungsbereich ist ausschließlich dem Wallerseezweig des Salzachgletschers zuzuordnen, und durch eine drumlinisierte Grundmoränenlandschaft charakterisiert.

Die würmzeitliche Grundmoränenendecke erreicht im Maximum Mächtigkeiten von ca. 10 m (im Bach N von Goiging), bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 3–5 m. Die Grundmoräne ist gut konsolidiert und weist einen hohen Feinstoffgehalt auf. So bildet sie einen

deutlichen Stauhorizont, der vor allem in Beckenlagen zur Entstehung von ausgedehnten Vernässungszonen mit z. T. Moorbildung führte (Peripherie des Wenger Moores, Plakner, Fahrnberg, Fischachmühle). Drumlinartige Rücken, die in ihrer Streichrichtung SW-NE (bzw. WSW-ENE) streng die Gletscherzugbahn des Wallerseezweiges des Salzachgletschers nachzeichnen, erreichen Längserstreckungen bis ca. 1000 m und relative Höhenausdehnungen bis maximal 40 m (Drumlin von Dödtleinsdorf bzw. S von Helming) beziehungsweise gehen nur minimal gegeneinander versetzt ineinander über (Drumlin von Weng).

Die breite Moorebene S von Weng wird sowohl im W wie auch im E von drumlinartigen Rücken begrenzt, die z.T. zungenartig in das Mooregebiet hineinreichen (Drumlin von Wierer). Das Wenger Moor ist als offenes Hochmoor zu bezeichnen, dessen Wachstum bei einer spät- bis postglazialen Seespiegelhöhe des Wallersees von knapp 510 m, auf hochglazialer, feinstoffreicher Grundmoräne am Rande, sowie auf spätglazialen Seetonen im Zentralbereich begann. Aufschlüsse dazu findet man in kleinen Moorbächen W Pragerfischer. Bei Wallersee/Zell und bei Weng wurden größere randliche Moorflächen drainiert, um landwirtschaftliche Nutzflächen zu gewinnen.

Bei Hallerhölzl (628 m) ist eine würmzeitliche Endmoräne eines Rückzugsstandes ausgebildet, die N von Dopl gut aufgeschlossen ist. Das Material ist frisch im Aussehen, gerundet, gering verfestigt, sowie leicht geschichtet, und besitzt nur einen geringen Anteil an Tonen und Schluffen.

Die Tiefsteinklamm bei Fischachmühle baut ein von Würmgrundmoräne überlagertes, deltageschüttetes, gut verfestigtes und gut gerolltes Konglomerat auf. Die zur Deltaschüttung dazugehörige Terrassenfläche zieht von Reischberg im S bis N Dopl und bricht auf 560 m mit einer deutlichen Geländekante gegen SE ab. Es handelt sich hier um eine präwürmzeitliche Schüttung (mögliches Riß/Würm-Interglazial) des Tiefsteinbaches in einem Wallersee mit eben dieser Seespiegelhöhe. Im Wurzelbereich setzt die Schüttung des Tiefsteinbaches bei ca. 590 m an.

Dieses Niveau stellt ebenso für die beiden Schüttungen von Helming und Nothwinkl den Wurzelbereich dar. Vom Sedimentaufbau sowie von der Abfolge (Grundmoräne über Konglomerat) handelt es sich um Deltaschüttungen, gleich jener von Fischachmühle auf selbigem Niveau mit gleichem Alter. Jedoch sind diese nur mehr an ihrem Ursprung partiell erhalten geblieben.

Eine weitere Schüttung mit Terrasse findet man bei Hirscheiten. Die Terrassenfläche befindet sich auf 540 m, das Sediment ist ein gut gerolltes und verfestigtes Konglomerat. Ähnliches gilt für die Terrasse S von Weng, die vom Sediment her gleich ist, aber eine Terrassenfläche bei 520 m aufweist. Diese Schüttungen erfolgten ebenfalls bei einer Seespiegelhöhe des Wallersees, die deutlich über dem heutigen Niveau lag (505 m). Auch diese Ablagerungen dürften aufgrund der deutlichen Verfestigung, sowie ihres nicht mehr frischen Aussehens (gelbliche Verwitterungsfarbe) als präwürmzeitlich eingestuft werden.

Alluvionen konnten in den schmalen Sohlenbereichen des Schönbaches (S von Dödtleinsdorf), wie auch im Tiefsteinbach und Dopler Bach (bei Fischachmühle) auskartiert werden.

Der anstehende Flysch ist, außer wie bei der letztjährigen Kartierung bereits vermerkt im Schönbach, auch

noch in einem kleinen namenlosen Gerinne N von Hutlich aufgeschlossen.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Norden der Schatzwand wurden im Rahmen einer Übersichtsbegehung noch einige Ergänzungen durch neue Jura- und Kreideaufschlüsse am Hangfuß durchgeführt. Die in der Verebnung auftretenden Trias- bis Kreidefelsen und -aufschlüsse konnten an einigen Stellen als abgerutschte Körper eingestuft werden.

Nordöstlich Fuschl am See konnten am Hangfuß des Schober noch einige Gosauaufschlüsse aufgenommen werden, und die Mitteltrias ließ sich noch etwas genauer gliedern.

Nordwestlich Ellmaustein wurde der Hang untersucht, wobei sich zeigte, daß die Gutensteiner Schichten und die Reiflinger Schichten eine weitere Verbreitung haben als bisher angenommen.

Im Graben nördlich Gimpelbauer ließ sich zwischen Oberalmer Schichten und Plattenkalken noch eine schmale Zone mit Kössener Schichten, roten Spatkalcken (Hierlatzkalken) und Ruhpoldinger Schichten abgliedern.

Eine neue Straße im Faistenauer Graben südöstlich Mitterau lieferte neue Daten über die Verteilung von Quartär, Gosau sowie Wettersteinkalken und -dolomiten in diesem Wiesengelände.

Weiters wurde der Hangfuß des Rannberg Richtung Nordost genau untersucht. Es zeigte sich ein durch Störungen intensiv gegliederter Bereich. Eine mächtige Quartärbedeckung verschleiert zusätzlich den komplizierten Bau. Westlich des Graben Mahd-Jagdhütte wird der Hangfuß stark verstellt, so daß Ruhpoldinger Schichten neben Plattenkalken zu liegen kommen.

Gegen das Tal hin wird die Schichtfolge von Kirchsteinkalken, Allgäuschichten, Kössener Schichten und Plattenkalken ergänzt.

Erst westlich der Bruchlinie Mahd – Rannberg schalten sich wieder Kössener Schichten und Allgäuschichten zwischen die Plattenkalke und die Ruhpoldinger Schichten. Eine intensive Bruchtektonik und Faltenbau führt zur weiteren Gliederung.

Im Graben des Döllerer Waldes zeigt sich sehr gut die flache Lagerung der Ruhpoldinger Schichten durch einige kleine Aufbrüche mit Kössener Schichten und Plattenkalken.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von HANS EGGER

Im Berichtsjahr konzentrierte sich die Aufnahmestätigkeit auf Blatt Grünau vor allem auf die Rhenodan-

bische Flyschzone: Der Flachberg am Westrand des Kartenblattes wird aus stark tektonisch gestörtem Oberkreide- und Alttertiärflysch aufgebaut. Paleozäne Altlenbacher Schichten (*Cruciplacolithus tenuis*-Zone) konnten im Graben südlich von Rabersberg nachgewiesen werden, oberstes Maastricht mit *Micula prinsii* im Grabeneinschnitt östlich von Unterwald. Diese Vorkommen von jungen Anteilen der Altlenbacher Schichten liegen in der streichenden Fortsetzung der im letztjährigen Bericht erwähnten Paleozänaufschlüsse südlich der Glatzmühle. Die dort tektonisch dem Alttertiär benachbarte Zementmergelserie streicht nach Südwesten weiter und konnte auch am Flachberg (Graben nördlich von Schulering) nachgewiesen werden. Die mittelsteil gegen Südosten einfallende Zementmergelserie bildet mit obercampanen Pernecker Schichten und mit Altlenbacher Schichten des Untermaastricht eine aufrechte Schichtfolge.

In den Gräben südlich vom Ghf. Franzl im Holz steht eine mächtige Abfolge von mittelsteil gegen Südwesten einfallenden, invers gelagerten Altlenbacher Schichten an. Diese streichen gegen Osten weiter in das Gebiet des Wieserberges. Die Zementmergelserie des etwas südlich davon gelegenen Hochriedels gehört ebenfalls zu dieser inversen Abfolge, die den überschlagenen Südschenkel einer großen isoklinalen Mulde bildet. Der aufrechte Nordschenkel dieser Struktur wurde bereits im letzten Jahr beschrieben („Hacklbergschuppe“).

Auch östlich des Almflusses konnte die erwähnte Synklinale auskartiert werden. Der inverse Südschenkel ist dort am besten im Gebiet des Hamberges aufgeschlossen, wo die Zementmergelserie über den Altlenbacher Schichten liegt. Der aufrechte Nordschenkel baut die Südabhänge des Höhenzuges vom Kaiserkogel zum Pernecker Kogel auf. Knapp nördlich des Kammes dieser Erhebung verläuft der Scheitel einer großen isoklinalen, nordvergenten Antiklinale, deren Achse gegen Südosten abtaucht. Als älteste Gesteine sind im Antiklinalkern nördlich des Kaiserkogels Seisenburger Schichten aufgeschlossen. Mehrere Nannoplanktonanalysen von Proben dieses Schichtgliedes ergaben santone Alter; die überlagernde Zementmergelserie setzt erst im Grenzbereich Santon–Campan ein. Westlich der erwähnten Seisenburger Schichten ist der überschlagene Nordschenkel der Antiklinale völlig der Erosion zum Opfer gefallen. Am Erosionsrand ist gut zu erkennen, daß die Altlenbacher Schichten einer tektonisch tieferen Einheit (= „Bäckerbergschuppe“ – siehe Bericht 1989) von Westen kommend unter die Hacklbergschuppe hineinstreichen.

Der Nordrand der Bäckerbergschuppe wird von ultrahelvetischen Schürflingen begleitet. Westlich des Almflusses steht eozäne Buntmergelserie am Nordosthang des Bäckerberges, in der Umgebung vom Gehöft Kleinhöllnberg, an. In der streichenden Fortsetzung davon östlich der Alm wurde das Ultrahelvetikum in den Gräben beim Weiler Mauß auskartiert. Diese Vorkommen setzen sich gegen Osten über Dörfel bis zum Inslingbach fort. Es handelt sich dabei zum überwiegenden Teil um oberkretazische, rot- und gelbgrau gefärbte Buntmergelserie; der Farbumschlag von rot zu grau markiert nach den Nannofossilbefunden in etwa den Übergang vom Campan ins Maastricht. Im Graben süd-

lich von Kirchberg stehen in rund 560 m Seehöhe mittelgraue, siltige, hellglimmerführende Mergel an, welche Nannofloren aus dem Mitteleozän lieferten. In der streichenden Fortsetzung dieser Gesteine gegen Südosten tritt eine kleine Felsrippe aus dem Waldboden, die von hellbraunem Nummulitenkalk aufgebaut wird.

Im Norden dieser Ultrahelvetikumvorkommen treten mehrfach paleozäne Altlenbacher Schichten einer tieferen Flyschschuppe auf, welche mittelsteil gegen Südwesten einfällt. Dazu gehören die Paleozänaufschlüsse nördlich von Kleinhöllnberg und nördlich von Mauß (Graben südöstlich von Rankleiten). Vermutlich sind dazu auch die Paleozänvorkommen am Ostrand des Kartenblattes in den Grabeneinschnitten zwischen Dornleiten und Inzersdorf zu zählen. Es sind dort von Grundmoräne überlagerte Altlenbacher Schichten mit stark variierenden Fallrichtungen aufgeschlossen. Bemerkenswert sind die Vorkommen von Oberpaleozän (NP9) und basalen Eozän (NP10 – im südlichen Grabenast in 450 m Seehöhe) im Graben ENE vom Gehöft Oberboxleiten. Etwas weiter im Norden (Graben E Unterboxleiten) stehen unterpaleozäne Altlenbacher Schichten an.

Von den zahlreichen Massenbewegungen in der Flyschzone auf Blatt Grünau seien nur die wichtigsten erwähnt: Westlich der Alm treten größere Rutschungen am rechten Ufer des oberen Laudachtales auf und im Umkreis des Ultrahelvetikumfensters am Nordosthang des Bäckerberges. Östlich der Alm ist das Gebiet der Seisenburger Schichten im Kern der Pernecker Antiklinale von zwei großen Massenbewegungen betroffen.

Im kalkalpinen Anteil von Blatt Grünau wurden Begehungen im Nordteil der Hochsalmgruppe unternommen. Die kalkalpine Randschuppe (Randcenoman) ist am besten in den Zubringergräben des Brücklgrabens aufgeschlossen: Die durchwegs südfallende Schichtfolge besteht im tieferen Abschnitt vorwiegend aus grauen, siltigen bis feinsandigen Mergeln, in welche sich einzelne dünne Sandsteinbänckchen einschalten. Gegen das Hangende nimmt der Anteil an Psammiten zu und schließlich treten auch Konglomerate auf. Typisch sind für diesen Bereich gut gerundete Komponenten mit porphyrischem Gefüge („Quarzporphyre“), welche bis zu 0,5 m Durchmesser aufweisen können.

Über der Randschuppe folgt im Süden eine inverse gegen Südwesten einfallende Schichtfolge mit Wettersteinkalk, Opponitzer Schichten und Hauptdolomit. Es handelt sich dabei um die streichende Fortsetzung jener inversen Abfolge, welche im letztjährigen Bericht aus dem Gebiet zwischen Rauhkogel und Hollerberg beschrieben wurde. Die verkehrt gelagerte Schichtfolge wird im Südwesten von einem SE–NW-streichenden Ast der Teichlstörung abgeschnitten. An diesem sind gelegentlich Späne von Aptychenschichten eingeklemmt.

Nördlich des Grünauer Taleinschnittes zerschlägt sich die Teichlstörung in mehrere solcher Äste und bildet so eine „Horsetail-Struktur“. Nach den bisherigen Beobachtungen handelt es sich bei dieser Störung um eine große Linksseitenverschiebung, die das Vorspringen des Kalkalpennordrandes im Bereich der Hochsalmgruppe bewirkt.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von CHRISTINA ROGL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die im Jahr 1989 begonnene Kartierung der quartären Sedimente des Almtales von Almegg bis Mühldorf konnte nun abgeschlossen werden. Es sind Ablagerungen der letzten beiden Eiszeiten erhalten.

Ein Streifen Rißmoränen zieht sich von Matzing über Herndlberg bis „In der Thann“. Zahlreiche talparallele Wälle sind noch gut zu erkennen. Beim Gehöft Hochbuchegg und N davon liegt ebenfalls ein präwürmzeitlicher Moränenrest. Es könnte sich auch hier, aufgrund eines Vergleichs mit dem Trauntal (D. VAN HUSEN, 1977), um Rißmoränen handeln. Da aber auf den Wiesen keine geeigneten Aufschlüsse vorhanden sind, war eine sichere Einstufung nicht möglich.

Der langgestreckte Wall SE des Flugfeldes bei Mayrhof ist der etwas eingeebnete Rest eines Rißkames. Das Ende des Rißgletschers lag außerhalb des Arbeitsgebietes.

Der Maximalstand des Würmgletschers reichte bis auf Höhe der Haltestelle Kothmühle. Vor allem im Bereich Fischerbühel und Bühel sind recht breite Moränenwälle erhalten. Nach S hin folgen noch zwei weitere, etwas jüngere Moränenbögen, die aber schon teilweise erodiert sind. Sämtliche würmzeitliche Wallformen wurden nachträglich randlich fluviatil überformt. Es haben sich kleine Trockentäler und Erosionskanten gebildet. Der Schuttkopf aus dem Hauergraben hat den südlichsten Wall noch durchschlagen, er muß also jünger sein als dieser Gletscherstand.

Unmittelbar am Ende der Würmmoränen des Maximalstandes schließt nach NE die Niederterrasse an. Sie wird seitlich vom Rißkame und der Alm begrenzt. Bei Matzing zweigt eine wenige Meter höher liegende flache Rinne ab. Es dürfte sich hier um ein würmzeitliches Nebengerinne der Alm handeln. Starke Schotterakkumulationen haben nicht stattgefunden, es wurde vor allem die benachbarten Rißsedimente umgelagert. An den kleinen würmzeitlichen Schwemmkegeln von Matzing und E Herndlberg bildete sich eine wenige Meter hohe Erosionskante. Im Spätglazial wurde ein weiterer Schotterkörper, dessen Oberfläche etwa 8 m über der holozänen Austufe liegt, in den eisfrei gewordenen Raum des Würmgletschers sedimentiert. Er endet am Südrand der Niederterrasse.

Östlich Bühel ist noch ein isolierter Hügel aus konglomerierten Schottern der Alm erhalten, der ein prärißzeitliches Alter haben dürfte, da im Rißkame und in seiner Umgebung ebenfalls Reste dieses Konglomerats gefunden wurden.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming

Von HANS EGGER

Im Berichtsjahr fanden ergänzende Begehungen im Reichraminger Hintergebirge, im Umkreis der Eben-

forstalm und des Trämpl, statt. Der Rücken südlich der Ebenforstalm wird von Schrambachschichten aufgebaut, welche gegen Süden zunehmend Einschaltungen von Sandsteinbänken aufweisen (Roßfeldschichten). Nach einer kleinen vernäbten Verebnungsfläche folgt dann der eigentliche Anstieg des Trämplnordhanges mit einer inversen Schichtfolge von Jurahornsteinkalk am Hangfuß und braunen, oft ooidführenden Rhätkalcken im Gipfelbereich. Im oberen Abschnitt der Forststraße südwestlich des Trämpl grenzt der Rhätkalk tektonisch an stark beanspruchte Schrambachschichten. Im tiefer gelegenen Teil der erwähnten Forststraße, im Umkreis der Schaumberghütte, ist ein schönes Profil aufgeschlossen, welches von grauen Jurahornsteinkalcken über rote Knollen- und Flaserkalke und wenige Meter mächtige Oberalmer Schichten bis in die Schrambachschichten reicht. Im Süden grenzen an die Hornsteinkalke mit tektonischem Kontakt graue und schwarze Pelitgesteine vermutlich der Lunzer Schichten an, an welche ein Quellhorizont gebunden ist. Südlich davon, an der Forststraße WNW des Scheiterkogels, sind gut gebankte graue und braune Kalke anstehend, welche im Streichen der Opponitzer Schichten von der Schaumbergalm liegen.

Die Jura- und Neokomgesteine markieren den Verlauf einer bedeutenden Störung, die der markante Geländeeinschnitt zwischen Scheiterkogel und Trämpl nachzeichnet. Diese Störung – der Ausstrich der Überschiebungsfläche der Sengsengebirgsantiklinale – streicht gegen ESE weiter in das Jörglgrabengebiet und verläuft dort innerhalb eines Hauptdolomitareals, das sie schräg durchschneidet. Damit erklären sich die großen Mächtigkeitsunterschiede des Hauptdolomits im Südschenkel der Ebenforstmulde. Am Ausgang der Haselbachschlucht markiert ein Schürfling von Reiflinger Schichten (s. Bericht 1988) die Position dieser Störung, die in der streichenden Fortsetzung der Überschiebungsfläche des Tirolikums liegt.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Gosauablagerungen auf Blatt 69 Großraming

Von PETER FAUPL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmestätigkeit im Jahre 1990 war vor allem auf das Schließen von Aufnahmlücken im Bereich der Gosau des Gebietes Brennhöhe – Kaibling, zwischen Brunnbach und Anzenbach, sowie des Gebietes Gscheidgraben – Großer Reitpfadkogel – Roterd ausgerichtet.

Brennhöhe – Kaibling

In diesem Gebiet lagern Gosauablagerungen diskordant dem Südschenkel der Anzenbachmulde auf. Die Gipfelpartie des Kaiblings (Kt. 846) wird von Plattenkalk, der mit 70° nach ENE einfällt, aufgebaut. Seine Mächtigkeit im Bereich des Pleißabaches (Mündungsgebiet des Gscheidgrabens) beträgt ca. 350 m. Der Rücken, der vom Kaiblinggipfel über die Kaiblingmauer (Kt. 791) Richtung NW in das Pleißabachtal (Straßentunnel) zieht, wird von Juraschichtgliedern des Südschenkels der Anzenbachmulde aufgebaut. Diese Abfolge ist entlang der Forststraße, die in einer Höhe von

740 m in die Forststraße Brennhöhe – Kaiblingmauer einmündet, gut erschlossen. Unmittelbar über dem Plattenkalk folgt roter Hierlatzkalk, der jedoch zwischen Kaiblingmauer und dem Straßentunnel im Pleißabachtal auskeilt. Als nächst höhere Schichtglieder folgen ein roter Knollenkalk (Klausschichten), roter Radiolarit sowie Aptychenschichten. Nördlich der Kaiblingmauer kommt es zu einer tektonisch bedingten Wiederholung innerhalb der Juraschichtfolge.

Dem NE-Abhang des Kaiblings lagert Tiefere Gosau auf. Unter diesem Begriff werden hier alle jene Gosauablagerungen zusammengefaßt, die stratigraphisch im Liegenden der Tiefwasserbildungen der Brunnbachschichten, Spitzenbachschichten und der reliktsch auftretenden Nierentaler Schichten vorkommen. Es handelt sich in diesem Gebiet um exotikafreie Konglomerate, konglomeratische Kalkarenite sowie um mittel- bis feinkörnige, gelblich verwitternde Kalkarenite. Rote Gosaukonglomerate fehlen in diesem Bereich. Der Plattenkalk, der im kleinen Steinbruch an der Forststraßenkehre, SW der Brennhöhe, ansteht, zeigt Breccisierung und rote „Äderung“.

Im Hangenden der konglomeratisch-kalkarenitischen Entwicklung folgen graue Mergel vom Typ der Weißwasserschichten. Diese nehmen das Gebiet nördlich des Salcherbauern ein und sind auch an den beiden Forststraßen am NE-Abhang des Kaiblings erschlossen. Eine Nannofossilprobe aus diesen Schichten ergab den Altersbereich unteres – mittleres Santon (Flora mit *Lithastrinus grillii*, *Lucianorhabdus cf. cayeuxii*, *Marthasterites furcatus* und *Micula decussata*, det. M. WAGREICH, Wien). Im Graben östlich des Salcherbauern stehen bereits Brunnbachschichten an.

Im Brenngraben, der von der Brennhöhe nach Süden in das Pleißabachtal zieht, stoßen Plattenkalk und Kalkkonglomerate der Tieferen Gosau diskordant an die Brunnbachschichten. Es handelt sich hierbei vermutlich um einen Störungskontakt.

Ca. 500 m SE des Kaiblinggipfels trifft man in einer Verflachungszone in 650 m Höhe auf einen gelblichen Verwitterungsboden sowie auf massenhaft vorkommende Glimmerschiefer-, Granatglimmerschiefer- und Gangquarzeröle. Die größten angerundeten Stücke liegen bei 25 cm Durchmesser. Da solche Komponenten aus der Tieferen Gosau unbekannt sind, wird hier ein reliktsches Quartärvorkommen (?Riss) vermutet.

Gscheidgraben – Gr. Reitpfadkogel – Roterd

Im Gebiet des Gscheidgrabens lagern Weißwasserschichten direkt dem Hauptdolomit und Plattenkalk auf, ohne daß Konglomerate oder Sandsteine als basale Bildungen zwischengeschaltet sind. Dieser Zug von Weißwasserschichten erstreckt sich vom Pleißabachtal (Kt. 456) bis in den Wasserbodengraben. Die hangendste Partie der sonst grauen, etwas siltigen Mergel zeichnet sich durch rote Färbung aus. Wie bereits RUTTNER in seinem Bericht über das Unterlaßgebiet (Verh. Geol. B.-A., 1957) zeigen konnte, repräsentieren diese roten Abschnitte das Obersanton der „Inoceramenschichten“. Die geländemäßige Abgrenzung der Weißwasserschichten gegen die überlagernden Brunnbachschichten („Nierentaler Schichten“ i.S.v. RUTTNER & WOLETZ, 1956), die ebenfalls rote Partien führen, wird dadurch erschwert.

Pleißaberg und Rauchgrabeneck (Kt. 862) werden zur Gänze von Brunnbachschichten aufgebaut. Die Gip-

felpartie und der N-Abhang des Gr. Reitpfadkogels (Kt. 844). werden von basalen Bildungen der Gosau eingenommen. Der Gr. Reitpfadkogel wird durch eine NW–SE-streichende Störung gegen die Brunnbachschichten des oberen Gscheidgrabens abgegrenzt.

An der Forststraße unmittelbar N des Gipfels des Gr. Reitpfadkogels, in einer Höhe von ca. 760 m, finden sich reliktsch rötliche Basiskonglomerate der Gosau (exotikafrei). Darüber folgen hellgraue Dolorudite und Doloarenite. Diese stehen auch direkt am Gipfel an und sind im Steinbruch E des Gipfels erschlossen. U.d.M. lassen sie eine calcitische Zementation erkennen. An einzelnen Dolomitgesteinskomponenten sind Dedolomitisationserscheinungen festzustellen. Auffallend ist das Fehlen von siliziklastischen Komponenten. Untergeordnet, jedoch in verschiedenen Mengenverhältnissen, treten auch marine Bioklasten auf. Hauptsächlich handelt es sich um Echinodermengrus, teilweise mit syntaxialem Zement, aber auch um diverse Schalenbruchstücke, Lithothamnien- und Bryozoenfragmente. Durch die Bioklastikaführung erscheint sichergestellt, daß es sich bei diesen basalen Bildungen der Tieferen Gosau um marine Ablagerungen handelt. Zusammen mit diesen dolomitreichen Klastika kommen im unmittelbar südlich anschließenden Gebiet von Roterd auch gelblich anwitternde Kalkarenite vor, die einen deutlich spätigen Habitus aufweisen können (vergleichbar mit jenen vom NE-Abhang des Kaibling). Es handelt sich hierbei um biogenreiche Grainstones, die einen sehr geringen Siliziklastikagehalt (< 5 %) führen.

In Verbindung mit den eben beschriebenen Basalbildungen treten auch Weißwasserschichten auf. Ein Vorkommen zieht aus dem Gebiet des oberen Gscheidgrabens gegen den Gr. Reitpfadkogel und ist dort an der Forstraßenkehre erschlossen. An der Forstraßenabgabelung, zwischen dem Gr. Reitpfadkogel und Roterd, stehen ebenfalls graue Mergel an, die mittels Nannofossilien in den Altersbereich o. Coniac bis u. Santon (Flora mit *Micula decussata*, det. M. WAGREICH, Wien) eingestuft sind. Zwischen Gr. Reitpfadkogel und Roterd wird eine NE–SW-streichende Störung vermutet. Die Lagerungsbeziehung zwischen der dolomitreichen Klastikaserie und den Weißwasserschichten läßt sich in diesem Gebiet nicht eindeutig klären. Es ist aber durchaus vorstellbar, daß es sich bei diesen klastischen Ablagerungen um eine Randfazies zu den Weißwasserschichten handelt. In diese Richtung weisen auch Beobachtungen aus dem Gebiet des Lackenwaldes, wo innerhalb der Weißwasserschichten ein Dolomitskonglomerat neben blaugrauen geröllführenden Sandsteinen eingeschaltet ist (FAUPL & WAGREICH, 1989, Jb. Geol. B.-A., 132).

Die marinen klastischen Basalbildungen der Gosau dieses Gebietes lassen neben den schon erwähnten faziellen Beziehungen zum Gebiet des Kaiblings auch Analogien zu den Gosauvorkommen des Stieglbodens (NW des Hochkogels, Kt. 1157) und zum Gebiet der Anlaufbodenalm erkennen. In allen diesen Gebieten fehlen mächtige Konglomeratserien, wie sie von der Südseite des Hieselberges oder vom südlichen Weißwassergebiet bekannt sind. Das Gebiet des Kaiblings und Gr. Reitpfadkogels sowie die erwähnten vergleichbaren Vorkommen haben während der Ablagerung der Tieferen Gosau relative Hochzonen mit nur geringer oder fehlender Sedimentation eingenommen.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
im Gebiet Großer und Kleiner Buchberg
auf Blatt 69 Großraming**

Von LUTZ MOSSBAUER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung verfolgte den Zweck, die Stellung der Juramulde auf dem Großen Buchberg und die Einstufung der Mitteltrias im Bereich des Tanzkogels zu klären.

Kleiner Buchberg – Tanzkogel

Entlang des Ziehweges, der vom Hilgerbach aus nach Süden führt, lassen sich nach dem Dolomit (Hauptdolomit) dolomitische Kalke, Rauhwacken und Mergel beobachten. In der ersten Rechtskurve sticht besonders ein rotes Rauhwackenband mit nicht ganz 1 m Mächtigkeit ins Auge. Die Mergelstreifen sind vegetationsüberwuchert und bilden daher aufschlußlose Strecken. Die Mergelpakete konnten erst im Streichen jenseits des Straßengrabens erkannt werden. Das Schichteinfallen variiert zwischen NW und NE mit 20 bis 40 Grad Neigung. Den Beginn der Weideflächen westlich des Tanzkogels markiert wieder der braune, lehmige Boden der Mergel. Dieser steilstehende Zug läßt sich nach Westen bis in den Sattel gegenüber K 697 verfolgen. Südlich und nördlich des Sattels beobachtet man wieder Karbonatrippen: braungraue, stellenweise leicht glitzernde Kalke und Dolomite, die tw. bituminös riechen. Südlich der Mergel ist das Einfallen flach nach SW, nördlich der Mergel mittelsteil nach N gerichtet. Oberhalb der südlichen Karbonatrippe folgt in ca. 740 m eine Verebnungsfläche (Mergel?). Im SW beginnt mit einem Rauhwackenband wieder eine Karbonatrippe. Entlang der Straße, die man oberhalb des Zuges erreicht, beobachtet man die gleichen eintönigen Kalkrippen und ebensolche Mergelpakete mit bis zu 10 m Mächtigkeit. Südlich des „i“ von „Kleiner Buchberg“ trifft die Straße schleifend auf Mergel. Sandsteine, die in dieser Gegend für die Lunzer Schichten charakteristisch wären, treten nicht auf. Die an der folgenden Abzweigung nach E führende Forststraße verläuft bis zur ersten Linkskurve im Hangschutt des Großen Buchberges. Knapp nach der Kurve zeigen sich wieder Rauhwacken. In der nächsten Kehre zweigt eine Stichstraße nach N ab. Ihr und ihrer östlichen Abzweigung entlang beobachtet man Karbonatrippen, die voneinander durch Mergel getrennt sind.

Es erscheint nach diesen Beobachtungen gerechtfertigt, das gesamte Gebiet als von Opponitzer Schichten eingenommen zu betrachten. Mitteltrias konnte keine festgestellt werden. Wie von BRAUNSTINGL (1988, Jb. Geol. B.-A.) festgestellt, handelt es sich um die abtauchende Fortsetzung einer Antiklinale, die von der Welchau (Blatt 68) herüberzieht, dort in ihrem Kern jedoch noch Wettersteinkalk führt.

Großer Buchberg

Den Hauptanteil des Großen Buchberges bildet der Hauptdolomit mit einer mehr oder weniger schlecht abgrenzbaren Kappe von Plattenkalk. Erst die schmalen Gipfelgrate zeigen jüngere Schichtglieder.

Der westliche Grat zeigt über Plattenkalcken Kössener Schichten in Form von mittelgrauen, tw. etwas tonigen Kalcken und Mergeln mit Lumachellenbrocken. Kleine Bergzerreibungen gliedern den Grat. Von diesen mit

rund 30 Grad nach S fallenden Kössener Schichten sind unscheinbare Oberrhätkalke tektonisch getrennt, was besonders durch das flache E-Fallen unterstrichen wird.

Zum östlichen Grat gelangt man durch einen Sattel, der im Hauptdolomit angelegt ist. Kleinere Rutschungen fallen zwischen den Fichtenbesen auf. Der Übergang zu korallenführendem Oberrhätkalk erfolgt abrupt an einer NW–SE-streichenden Störung. Um die Kote 1104 treten Oolithe auf. Die Schichten fallen mit 50–70 Grad gegen SE. Über dem Oberrhätkalk folgt gelbbrauner, massiger Liaskalk, Hierlatzkalk, Klauskalk und auf den Klauskalcken zumindest noch roter Tithonkalk. Tithon konnte durch Calpionellen nachgewiesen werden. Tieferer Malm wurde nicht entdeckt. Eine Entwicklung in Rotkalcken erscheint aber wahrscheinlich (der gesamte Gipfelbereich ist von einem fast undurchdringlichen Fichtendickicht überzogen). Diese Rhät-Juraserie wird im Liegenden durch eine markante tektonische Linie abgeschnitten und liegt diskordant auf den Kössener Schichten.

Auf dem Großen Buchberg befindet sich demnach noch der kümmerliche Rest einer Juramulde, die von ihrer ursprünglichen Unterlage tektonisch abgetrennt wurde. Als Bewegungshorizont dienten die mergelreichen Anteile der Kössener Schichten.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
in Kreideserien
auf Blatt 69 Großraming**

Von MICHAEL WAGREICH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Bereich der komplexen Kreide-Muldenstruktur der Lunzer Decke im Südteil der Weyerer Bögen wurden im Gebiet Pichlbaueralm-Leerensackgraben NNW Bodenwies die bisherigen Profilaufnahmen mit Nannofossilproben ergänzt. Dabei konnte aus einer grauen Mergellage innerhalb der brecciösen, rötlichen Konglomerate an der Forststraße 700 m ENE Hahnboden, SH 1000 m, eine Nannoflora gewonnen werden, die auf U./M. Coniac hinweist. An wichtigen Leitformen treten auf: *Calculites ovalis* (STRADNER) PRINS & SISSINGH, *Corollithion signum* STRADNER, *Eiffellithus eximius* (STOVER) PERCH-NIELSEN, *Lithastrinus septenarius* FORCHHEIMER, *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT, *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT) DEFLANDRE und *Quadrum* sp. Die Nannofloren sind mit jenen des U. Coniacs aus der Liegendserie der Weißwasser-Gosau vergleichbar (vgl. Aufnahmsbericht 1989, Jb. Geol. B.-A., 133, 432–433).

Die Konglomerate sind durch eine Störung von den im E aufgeschlossenen Sedimenten der Branderfleckgruppe des Turons (Ammoniten- und Inoceramenfundpunkte) abgesetzt. Schon im Aufnahmsbericht 1988 (Jb. Geol. B.-A., 131, 552–553) wurde die Ähnlichkeit dieser Konglomerate mit Gosaubasiskonglomeraten betont. Helle, karbonatreiche Sandsteingerölle aus den Konglomeraten konnten mit Hilfe der typischen Schwermineralspektren (Alkali amphibole, Chloritoid, Turmalin, wenig Chromspinell) als Aufarbeitungsprodukte der tieferen Abschnitten des Turons identifiziert werden. Hingegen brachten die wenigen auswertbaren Proben von Sandsteinzwischenlagen der rötlichen Konglomerate chromspinellreiche Spektren. Aufgrund der

Alterseinstufung in das Coniac, der belegbaren Aufarbeitung von Branderfleckschichten innerhalb dieser Konglomerate und der mit der Weißwasser-Gosau vergleichbaren Schwermineralspektren werden die Konglomerate zu den Gosauschichten gestellt.

Begehungen innerhalb der basalen Gosauschichten des Gebietes Prefingkogel (Kote 1101) – Hörndlmauer – Lackenwald zeigten eine markante Mächtigkeitsabnahme der Liegendserie gegen NE von über 200 m im Gebiet Prefingkogel – Schneckengraben auf wenige Meter im Gebiet des südlichen Lackenwaldes (vgl. Aufnahmebericht 1988). Die markanten lakustrin beeinflussten grauen Kalke über den Bauxiten im Gebiet des Prefingkogels werden gegen Süden zu bis in das ehemalige Kohlebergbaugesamt Sandl – Königsbaueralm (1 km SSE Breitenberg, ÖK Blatt 99 Rottenmann) mächtiger mit zunehmenden Einlagerungen von Kohleschmitzen und Kohleschiefern. Innerhalb der Kalke treten Dezimeter-mächtige Zyklen von dichten, mittelgrauen laminierten Kalken zu dunklen, mikritischen Stinkkalken mit Molluskenbruchstücken und abschließenden Kohleschmitzen auf.

Im Gebiet W Großraming wurden weitere Gosaufschlüsse untersucht. Im Gebiet NW der Rodelsbachmündung sind im Zuge der Anlage des Ennstal-Radwanderweges gute Aufschlüsse innerhalb der tieferen Breccienserie des Hieselberges freigelegt worden. Auch in diesem westlichsten Aufschlußgebiet des obersantonen?–untercampanen Breccienkomplexes treten häufig (über 10 % am Gesamtgeröllbestand, Komponenten bis 25 cm Durchmesser) Sandsteinkomponenten der Branderfleckschichten vom Typus der Pichlbaueralm auf.

In die Abfolge im Liegenden der Breccien des Hieselberges geben Aufschlüsse an der Straße von der Pechgrabenkreuzung nach Großraming, 500 m NW der Kirche von Großraming, Einblick. Es handelt sich wahrscheinlich um eine engepreßte, steilstehende Einmuldung von Gosasedimenten mit einer Abfolge von W gegen E von harten, siltig-sandigen, grauen, schalig brechenden Mergeln mit tektonisch zerscherten Feinsandsteinlagen. Darüber sind graue Breccien vom Typus der tieferen Breccienserie des Hieselberges aufgeschlossen, mit einer zerscherten, bis 2 m mächtigen, roten Kalkmergelzwischenlage, die in Lithofazies und Alterseinstufung mit den roten Kalkmergeln des Hieselberges vergleichbar ist (FAUPL & WAGREICH, Aufnahmebericht 1989). Dann folgen wieder graue Breccien und ein schlecht aufgeschlossener Bereich von mehreren Metern. Darüber treten graue, siltig-sandige Mergel mit einem Zug von im Durchschnitt mehreren Dezimetergebankten kalkigen Sandsteinen mit chromspinellreichen Schwermineralspektren auf. Den Abschluß bilden wieder graue, siltig-sandige Mergel mit wenigen Sandsteinlagen bis 10 cm Mächtigkeit. Auch in diesen Sandsteinen dominiert Chromspinell die Schwerefraktion. Alterseinstufungen aus den roten Kalkmergeln bestätigen das O.Santon–U.Campan-Alter der Breccien (u.a. *Micula decussata* VEKSHINA, *Eiffellithus eximius* (STOVER) PERCH-NIELSEN, *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE, *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT) DEFLANDRE). Die wenigen, schlecht erhaltenen Nannofossilien aus den siltigen, grauen Mergeln weisen auf den Altersbereich Turon bis Santon hin.

Insgesamt kann damit folgendes über die Gosauschichtfolge im Gebiet von Großraming ausgesagt werden: Der liegende Anteil setzt sich aus geringmächtigen

basalen Konglomeraten bzw. Lokalbreccien zusammen. Darüber folgen siltig-sandige, graue Mergel und kalkreiche Sandsteine mit seltenen Bivalven und Einzelkorallen, die offenbar den Weißwasserschichten gegenüberzustellen sind. Charakteristisch sind die chromspinellreichen Schwermineralspektren. Altersmäßig kann zumindest höheres Coniac bis tieferes Santon belegt werden. Die Gesamtmächtigkeit dieses Abschnittes beträgt bis zu 100 m.

Darüber folgt wahrscheinlich diskordant bzw. erosiv eingreifend die tiefere Breccienserie des Hieselberges mit einer geschätzten Mächtigkeit von mindestens 100 m. Die seltenen grauen Mergellagen sowie eine charakteristische rote Kalkmergellage innerhalb der Breccienserie führen Mikrofaunen und Nannofloren des höheren Santons? bis Untercampans. Die Zusammensetzung der Breccien aus verschiedensten Trias-, Jura- und Unterkreide-Schichtgliedern belegt die Aufarbeitung des unmittelbar benachbarten Untergrundes der Reichraminger Decke. Dazu kommen noch charakteristische Gerölle aus Cenoman?–Turon-Sandsteinen der Branderfleckschichten, wie sie anstehend bisher nur aus der Lunzer Decke im Gebiet der Pichlbaueralm bekannt sind. Dieser Tiefwasserbreccien-Komplex bildet eine eigenständige Entwicklung im Gebiet um Großraming. Darüber bzw. im Süden des Hieselberges direkt über rötlichen Basiskonglomeraten folgen die einförmigen Dolomitbreccien des Hieselberg-Gipfelbereiches. Ihr Altersumfang konnte nicht direkt eingegrenzt werden. Der lithologische Vergleich mit den Spitzenbachschichten im Südbereich der Weyerer Bögen und die einheitlich übergreifende Tiefwassersedimentation der Brunnbachschichten ab dem Obercampan–Maastricht legt eine Einstufung in das höhere Untercampan bis Obercampan nahe.

Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen an der Kalkalpen-Flysch-Grenze auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

Von KURT DECKER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde im Rettenbachtal zwischen der niederösterreichischen Landesgrenze und dem Eckerwirt kartiert. Zwischen dem Höhenrücken Pöchlauer Kogel – Hochkogel im N und dem Elmkogel bzw. dem Gehöft Bibersberg im S sind Grestener Klippen, Ybbsitzer Einheit, Randcenoman und Frankenfelder Decke aufgeschlossen.

Grestener Klippen

Die Grestener Klippe des Hochkogels umfaßt eine verkehrt liegende Abfolge von Lampelsberg- und Scheibbsbachschichten, Konradsheimer Schichten und neokomen Blasensteinschichten. S des Pöchlauer Kogels schließt daran noch Buntmergelserie an. Die „Neokomklippe“ S des Hochkogels (vgl. ABERER, 1951, Mitt. Geol. Ges. Wien, 39–41) wurde als abgerutschte Scholle erkannt.

Kalkalpine Deckschollen:

Randcenoman und Frankenfeser Decke

Südlich an Grestener Klippen, teilweise noch durch geringmächtige Radiolarite der Ybbsitzer Einheit getrennt, schließt ein Zug von kalkalpinen Deckschollen an, der vom Gehöft Haunoldstein über 4 km bis zum Wh. Schatzöd SW Konradsheim verfolgbar ist (vgl. SCHNABEL, 1969, Geologische Karte der Umgebung von Waidhofen/Ybbs; Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19). Kristallinführende Konglomerate und Breccien, die beim Hof Unterwim mit grauen Neokommern (Nannofloren mit *Nannoconus*, *Micrantholithus* und *Thoracosphaera*; det. H. EGGER) in Verbindung stehen, wurden zum Randcenoman gestellt. Die Deckschollen bestehen weiters aus Hauptdolomit, Liasfleckenmergeln, bunten Jurakalken und Crinoidenspatkalken. Im Gegensatz zu Serien der Grestener Klippen und der Ybbsitzer Einheit neigen die Gesteine nicht zu Hangrutschungen. Zahlreiche Höfe stehen daher auf kalkalpinen Deckschollen (z.B., Haunoldstein, Unterwim, Schatzöd).

Ybbsitzer Einheit

Die Ybbsitzer Einheit umfaßt Kieseltonen, Radiolarite, und verschiedene Flysche, die bisher nur lithologisch gegliedert werden konnten. Die Zuordnung einer monotonen grauen Mergelserie, die unter der Frankenfeser Decke bzw. unter Kieseltonen und Radiolariten liegt, zur Ybbsitzer Einheit oder zum Randcenoman ist unklar. Nannofloren mit *Cyclagelosphaera deflandre* (det. H. EGGER) weisen auf neokomes Alter der Mergel.

Kieselton und Radiolarit

Kieselige Serien sind die tektonisch höchsten Elemente der Ybbsitzer Einheit unter kalkalpinen Deckschollen bzw. unter der Frankenfeser Decke.

Karbonatischer Neokomflysch

Östlich des „Bibersbergbruches“ treten schwarzgraue Mergel und hellgraue Karbonatsandsteine auf. Aufgrund der Sandstein: Pelit-Verhältnisse und der Mächtigkeit der Kalksandsteine können relativ „distale“ (dünnbankige Turbidite mit der Bouma-Abfolge Tde) und „proximale“ Serien (bis zu 1 m mächtige Tabde-Turbidite mit basalen Feinbreccien) unterschieden werden. Nannofloren mit *Cyclagelosphaera deflandrei* (det. H. EGGER) machen neokomes Alter wahrscheinlich. Die Flysche sind mit der neokomen Haselgrabenserie im Raum Ybbsitz vergleichbar.

Siliziklastische Flysche

Im Redtenbachtal W der Maurermühle und in den Gräben der Quellbäche des Redtenbaches sind graue, siliziklastische Turbiditsandsteine in Wechsellagerung mit grauen, teils siltigen Mergeln und Tonmergeln aufgeschlossen. Sandsteinmächtigkeiten und Sandstein: Pelit-Verhältnisse erlauben die Abtrennung distaler und proximaler Serien. Unterflächenmarken belegen SE-NW-gerichtete Paläoströmungsrichtungen. Nannoproben erbrachten bisher keine Altershinweise.

Frankenfeser Decke

Die Frankenfeser Decke ist mit basalem Liasfleckenmergel bzw. Hauptdolomit auf die Ybbsitzer Einheit und auf Randcenoman überschoben. Die Überschiebung ist durch einen markanten Quell- und Vernäsungshorizont gekennzeichnet.

Störungen

Im kartierten Gebiet treten zwei etwa parallele, SW-NE-orientierte Störungen (die östliche davon mit

zumindest mehreren hundert Metern Versatz) in Erscheinung, die vom Graben SW Maurermühle zum Hochkogelgipfel bzw. vom Hof Bibersberg zum Hof Pichl verfolgbar sind. Beide Störungen versetzen kalkalpine, Ybbsitzer und Grestener Serien.

Hangbewegungen

Hangrutschungen treten im gesamten Bereich der nördlichen Talseite des Redtenbachtals (Ybbsitzer Einheit) auf. Die Abrißlinien fallen meist mit den Überschiebung kalkalpiner Deckschollen zusammen. Die Grestener Klippe des Hochkogels ist ebenfalls von massiven Hangbewegungen betroffen. Bis zu 300 m große Gleitschollen sind sowohl nach S (auf Ybbsitzer Serien), vor allem aber nach N (auf Buntmergelsere der Pöchlau) abgeglitten.

Blatt 72 Mariazell

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Gaming auf Blatt 72 Mariazell

Von FRANZ K. BAUER

Die Aufnahmen auf Blatt Mariazell wurden im Gebiet Gaming – Urmannsau fortgesetzt. Sie wurden vor allem im Randbereich des Gebiets durchgeführt, von dem es die geologische Karte 1 : 12.500 von A. RUTNER (1962) gibt. Die Aufnahmen erfolgten südlich und südöstlich des Fensters von Urmannsau, das mit seinen neokomen Gesteinen ein Fenster der Frankenfeser Decke innerhalb der Lunzer Decke ist.

Den südlichen Rahmen bildet eine Muschelkalkantiklinale. Neuere Forststraßen queren den Gutensteiner Kalk, der in normaler Abfolge von Reiflinger Kalken, diese wieder von Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk überlagert werden. Im Hangenden der Opponitzer Kalke liegt die Überschiebungsfläche der höheren Sulzbach-Decke, die durch die invers liegende Abfolge gekennzeichnet ist.

Die verkehrt liegende Serie beginnt mit den hornsteinführenden Kalken und Kalkmergeln des Neokoms. Diese setzen beim Hundsgraben ein und bilden einen mehrere 100 m breiten Streifen. Vom Neideckbach gegen W keilen die Neokomschichten aus, wie an einer Forststraße zu sehen ist. Darüber liegt eine Abfolge des Jura, in der eine Gliederung in drei Abschnitte zu erkennen ist. Zum ältesten Schichtglied gehören dunkle Spatkalke, in denen man häufig Crinoiden findet. Sie gehören stratigraphisch in das Hangende der Kössener Schichten und wurden in den Lias gestellt. Darüber folgen rote, teilweise knollig ausgebildete Kalke des Dogger (Adneter Kalk). Diese Gesteine sind an der Forststraße E Hahnspitz aufgeschlossen und führen Ammoniten. Diese nur einige Meter mächtigen Kalke lassen sich nicht sehr weit im Streichen verfolgen. In den Malm zu stellen sind grau, grün und rötlich gefärbte hornsteinführende Kalke, die beim Hundsgraben einsetzen und bis zu den Straßenkurven N Rainstock zu verfolgen sind.

Die Lias-Spatkalke ziehen weiter über Gföhler Alm bis zum Bärensgraben. Die Juraschichten sind überla-

gert von den Kössener Schichten, die sich vom Hundsgaben über Rainstock-Neideck bis zum Schleierfall erstrecken. Die guten Straßenaufschlüsse zeigen eine Wechselfolge von Plattenkalken und Mergellagen. Aus Plattenkalken können sich graue oolithische Kalke entwickeln, die linsenartig anschwellen und Korallen und NE Rainstock auch Megalodonten führen. Diese Kalke sind als Oberrhätkalke zu bezeichnen, die aber nicht genau begrenzbar sind.

Dunkle, dickbankige Kalke ohne nennenswerte Mergelzwischenlagen wurden von TOLLMANN (1966) als Buchenstubener Kalk bezeichnet.

Die verkehrt liegende Serie, die tektonisch als überkippter Hangendschenkel einer Mulde zu deuten ist, wird im Osten durch die Hundsgabenstörung abgeschnitten. Das Gebiet östlich wird vom Muschelkalk der Reisalpendecke aufgebaut. Die Hundsgabenstörung verläuft W der Farnböden über den Sandgrubenkogel nordwärts und biegt dann um gegen NE in Richtung Mündung des Goldgrabens. Durch eine NNE-SSW-Störung nördlich Obergaissall wird von der Sulzbachdecke eine kleine Scholle abgetrennt. Ein Fahrweg in den Hundsgaben bzw. zum Obergaissall quert diese Scholle, bestehend aus Opponitzer Kalk und der invers liegenden Folge Aptychenschichten, Kössener Schichten, Hauptdolomit und Lunzer Sandstein.

Das Gebiet wurde während einer Woche zusammen mit A. RUTTNER begangen. Die an zahlreichen neuen Aufschlüssen sich ergebenden Diskussionen waren sehr wertvoll. Bei den tektonischen Fragen ging es besonders um die Hundsgabenstörung, die versucht wurde, festzulegen.

Blatt 77 Eisenstadt

Bericht 1990

über geologische Aufnahmen
im Tertiär und Quartär

auf den Blättern 77 Eisenstadt und 78 Rust

Von GÜNTHER PASCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologischen Aufnahmen wurden im Gebiet E von Klingenbach, E bzw. SE von Siegendorf sowie S von St. Margarethen bis zur Staatsgrenze durchgeführt.

Hauptsächlich finden sich Sedimente des Sarmats und des Pannons in diesem flachen fast aufschlußlosen durch Hügeln akzentuiertem Gebiet. Wobei über den Pannonsedimenten, die hier auch fossilführend vertreten sind, geringmächtige Terrassenschotter liegen. Reste eines ehemaligen postglazialen Sees, in Form von hellgrauen Tönen, befinden sich im Gebiet der Sulzbreiten, südlich von St. Margarethen. Im Liegenden dieser Quartärsedimente, die eine individuenreiche Ostracodenfauna aufweisen (W. FUCHS, 1956: 181) kamen bei einer Brunnengrabung bis zu 30 m mächtige mittelpannone feine Sande zum Vorschein. Drainagearbeiten im Jahre 1885 legten diesen Bereich trocken (F. TOULA, 1885: 246).

Im Westen und Süden der Königsschüssel kommen feine weiße bis hellgrüne pannonische Quarzsande vor.

Auf den umliegenden Äckern in Weganrissen und Hohlwegen konnten Fossilien aufgesammelt werden. Das Material weist einen relativ guten Erhaltungszustand auf. Im wesentlichen treten die Melanopsiden stark hervor, daneben fanden sich viele Splitter von Limnocardien und Congerien. Aus diesen feinsandigen Sedimenten wurde eine Molluskenvergesellschaftung gewonnen, die im Anschluß aufgelistet wird und die F. STOJASPAL in die Zone C einstufen konnte:

Probe 78/22

Hohlweg 5 km E Siegendorf i. Burgenland. (ca. 300 m NNE einer Jagdhütte)

Melanopsis fossilis constricta HANDMANN

Melanopsis fossilis coaequala HANDMANN

Melanopsis bouei rarispina LÖRENTHEY

Melanopsis bouei affinis HANDMANN

Theodoxus sp.

Limnocardium cf. *humilicostatum* JEKELIUS

Probe 78/24

2 km NE Siegendorf (an der Straße zu den Hügelgräbern)

Melanopsis fossilis constricta HANDMANN

Melanopsis fossilis coaequala HANDMANN

Melanopsis bouei affinis HANDMANN

Melanopsis pygmaea HÖRNES

Theodoxus sp.

Congeria neumayeri ANDRUSOV

Ostracodenbestimmungen, die P. HERRMANN vorgenommen hat, weisen auf Pannon der Zone D hin.

Probe 78/20 E Siegendorf, SE Königsschüssel

Amplocypris recta (REUSS)

Cyprideis heterostigma major KOLLMANN

Hemicytheria reniformis (REUSS)

Der Bereich um den Siegendorfer Herrschaftswald wird ebenfalls aus Sedimenten, in der Hauptsache Sande bzw. untergeordnet Schotter, des Pannons aufgebaut. Man kann auf den umliegenden Äckern sowie in den Weingärten immer wieder Melanopsiden, wenn auch abgerollt, finden. Die Abgrenzung gegenüber dem südlich bzw. westlich anschließendem Sarmat wurde noch nicht im Detail auskartiert, sondern der in Frage kommende Bereich nur punktuell beprobt.

Südlich von St. Margarethen bzw. östlich von Siegendorf erstreckt sich von NW gegen SE ein annähernd gleichförmiger Hügelzug, der die Königsschüssel sowie das Waldstück "Ober dem See" aufbaut. Dieser Hügelzug wird im Liegenden von einem ca. 5 m mächtigen fossilereen Sandkomplex und, gegen das Hangende, von Quarzschottern aufgebaut. Darinnen finden sich untergeordnet Gneis- und Quarzitgerölle. Die Komponenten sind gelb bzw. rotbraun gefärbt, nicht gut gerundet und z.T. windgekantet. Die Korngröße schwankt zw. 5 und 10 cm kann aber auch bis zu 20 cm betragen.

Der Schotterkomplex beginnt etwas unter der 200 m Isohypse und erreicht dadurch eine Mächtigkeit von annähernd 14 m, die jedoch gegen SE ständig abnimmt. Das Alter dieser Bildungen wird von einigen Autoren aufgrund der relativ großen Höhe sowie von Vergleichen mit ähnlichen Schottern im Südburgenland an der Plio-Pleistozängrenze angenommen.

Blatt 78 Rust

Siehe Bericht zu Blatt 77 Eisenstadt von G. PASCHER.

Blatt 99 Rottenmann

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär der Gesäuseberge auf den Blättern 99 Rottenmann und 100 Hieflau

Von ANDREAS BLAUHUT
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr 1990 wurde neben Ergänzungsbegehungen und sedimentologischen Detailuntersuchungen auf Blatt 100 das Kartierungsgebiet nach Westen hin erweitert. Somit wurde die westlichste Gruppe der südlichen Gesäuseberge, die Riff-Sparafeldgruppe, ebenfalls quartärgeologisch im Maßstab 1 : 10.000 aufgenommen.

Im Johnsbachtal wurde das, leider bereits anthropogen ziemlich zerstörte, Griesangermoos erbohrt, um Anhaltspunkte über die Talbodenentwicklung zu gewinnen. Das Moor erwies sich als maximal etwa 3 m mächtiger Sphagnumtorf, der über einer geringmächtigen (10 cm), teilweise kiesdurchsetzten Tonmulde den fluviatilen Kiesen des Johnsbachs auflagert. Die der Tonmulde entnommenen Proben wurden palynologisch untersucht und ergaben ein Entstehungsalter von ca. 2000 v. Chr. Es besteht somit kein Zusammenhang zu spätglazialen Ereignissen, vielmehr dürfte das Moor aus einem abgeschnürten Altarm des Johnsbachs entstanden sein.

Der Praunseisbruch im Waaggraben im Südwesten von Hieflau wurde sedimentologisch näher untersucht. Dieser auf einer Höhe zwischen 660 und 680 m gelegene Steinbruch stellt den besten Aufschluß innerhalb der sogenannten „Hohen Schotter“ im Waaggraben dar. Hinsichtlich der Petrographie wurde, in Übereinstimmung mit ZIRKL (1981), ein eindeutiges Überwiegen der kalkalpinen Gerölle der allernächsten Umgebung (hauptsächlich Dachsteinkalk) festgestellt. An sedimentären Strukturen fanden sich typische fluviale Formen wie Schrägschichtung, einzelne Rinnen und Sandlagen. Auf einer höheren Abbauebene konnten dagegen syndimentäre bis syndiagenetische Verstellungen, wie sie signifikanterweise innerhalb von Eisrandterrassen auftreten, beobachtet werden. Die Schotter dürften somit im Gefolge des Eisrückzugs, vermutlich zur ausgehenden Mindeleiszeit, entstanden sein.

Auf Blatt 99 wurden im Gebiet der Riff-Sparafeldgruppe zwischen Johnsbachtal und Admont Quartärablagerungen neu aufgenommen.

Am Kamm zwischen Mödlinger Hütte und Reichenstein lagert in 1630 m Höhe auf Gehängebreccien eine nur geringmächtige Moräne auf, die Grauwackengerölle und Kristallinkomponenten in sandig-lehmiger Grundmasse führt. Innerhalb dieses Spektrums sind besonders große Quarzgerölle (>10 cm) auffällig, die einen Ferntransport aus westlicher Richtung anzeigen. Auf Grund der Höhenlage und der Position auf der Gehängebreccie dürfte es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um eine Seitenmoräne des Ennsgletschers zur Rißeiszeit handeln.

An dem zum Großteil aus Werfener Schichten aufgebauten und mäßig steil nordwärts zur Enns abfallenden Sockel der Riff-Sparafeldgruppe waren Hangbewegungen und frische Rutschungen in großer Zahl zu beob-

achten und wurden auch, soweit maßstäblich darstellbar, auf der Karte eingetragen.

Die erratischen Gerölle, die der Ennsgletscher hier im Würm hinterlassen hat, liegen auf der Bockmairalm noch in etwa 1160 m Höhe. Demgegenüber reichen Moränen der Lokalgletscher, wie etwa im Gebiet des Schmiedbachs, bis zu einer Höhe von 950 m herab. Die Lokalgletscher, von ihrer Nordexposition zusätzlich begünstigt, sind also nach dem Rückzug des Ferngletschers kurzzeitig noch einmal in tiefere Bereiche vordrungen.

Weiter im Osten, am Weg zur Goferalm, konnten im oberen Teil eines Hangarisses ebenfalls Erratika (Gneise, Glimmerschiefer) in einer Höhe von knapp 900 m gefunden werden, welche die Mächtigkeit des Würmgletschers, relativ zum Talboden der Enns, anzeigen.

Ausgehend von den kartierten Endmoränenwällen wurde, entsprechend den Vorschlägen von GROSS, KERSCHNER & PATZELT (1977), nach der Methode von BRÜCKNER & RICHTER (1885) eine Schneegrenzenberechnung durchgeführt. Dies ergab für den Würmhöchststand einen Schneegrenzentiefstwert von ca. 1100 m, welcher mit anderen Werten im ostalpinen Raum gut vergleichbar ist.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär der nördlichen Gesäuseberge auf den Blättern 99 Rottenmann und 100 Hieflau

Von MARKUS WEISSENBÄCK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die quartärgeologische Kartierung erfolgte im Zuge einer Diplomarbeit während der Monate Mai/Juni 1990. Als topographische Unterlage standen die österreichischen Karten des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen Blatt 100 Hieflau und Blatt 99 Rottenmann im Maßstab 1 : 50.000 zur Verfügung. Zusätzlich wurde die Alpenvereinskarte des Gesäuses (Maßstab 1 : 25.000) für genauere Lokalitätsbezeichnungen herangezogen.

Am nordöstlichen Ausgang des Buchauer Sattels, in der Kleinbuchau, hat der Ennsgletscher im Würm vier morphologisch unterscheidbare Endmoränenwälle hinterlassen. Die Endmoränen laufen spitzwinkelig von beiden Flanken des Sattels auf dessen NE-Ende zu und werden nur an einer schmalen Stelle vom Buchaubach und der Bundesstraße zerschnitten. Die Wallstrukturen erstrecken sich von SH 740 m beim Radshuhbichl bis auf SH 820 m in der Kleinbuchau. Die beiden äußeren Wälle weisen eine deutlich größere Mächtigkeit (25–30 m) auf als die inneren, die mit maximal 15 m das umliegende Gelände überragen. Ihre Längsausdehnung schwankt zwischen 150 und 900 m. Die Moränenwälle sind durch Eintiefungen in Form von „Muldenartigen Gassen“ voneinander getrennt. In diesen Gassen befinden sich metergroße Blöcke von Grünschiefer, Gneisen und Quarzkonglomeraten, die eine nesterweise Verteilung zeigen. Vor allem die Quarzkonglomerate, die möglicherweise der Grauwackenzone entstammen, weisen auf einen Gletschertransport quer über das Admonter Becken hin, dessen Ursache in der eisstauenden Wirkung des Gesäuseeingan-

ges auf den Ennsgletscher zu suchen ist. Hinter den Endmoränen schließt sich gegen SW eine leicht wellige Grundmoränenlandschaft an, die in ihrer gesamten Ausdehnung von einem Erratikaschlier überzogen wird. An der südöstlichen Seite des Buchauer Sattels reichen die erratischen Blöcke bis auf SH 930 m, womit eine ungefähre Angabe über die Eishöhe des Ennsgletschers im Würm möglich ist. Demnach müßte die Eismächtigkeit im Zentralteil der Großbuchau etwa 130 m betragen haben.

Beim Gehöft Radmerer liegen nach ca. 50 m gegen S zwei weitere kleinere Endmoränen des Ennsgletschers, die wegen ihrer Lage 2 km gletscherstromaufwärts ein Rückzugsstadium des Ennsgletschers im Würm markieren. Zu diesem Gletscherstand passen gut die Seitenmoränenwälle am Fuße des Brunriegels in SH 860 m, die zum Hang hin steil abbrechen und gegen das Grundmoränenbecken des Buchauer Statts flachwinkelig einfallen. An drei Stellen wird die Grundmoränenlandschaft geringmächtig von flach ansteigenden Schwemmfächern des Brunngrabens, der Hartlschütt und des Weißriegelgrabens überlagert.

Im Langgries bedecken bei SH 900–1300 m lokale Grundmoränen Teile des Schafgarbenriegels und des gegenüberliegenden Brennriedls, die anzeigen, daß der würmeiszeitliche Gletscher bis in das Buchautal reicht hat. Im nordöstlich gelegenen Griesbachgraben hat ein Lokalgletscher des Würms entlang des Brennriedls ebenfalls, neben Grundmoränen, einen langgezogenen Seitenmoränenwall hinterlassen. Unter den Moränenablagerungen ist in SH 1040 m, 200 m nördlich der Mieselbodenjagdhütte, anstehende Gehängebrekzie anzutreffen. An der Mündung des Griesbachgrabens ist in SH 700 m, längs der von lokaler Grundmoräne gebildeten Eisenzieherwiese, am Rücken des Bamacherberges eine schmale Seitenmoräne abgelagert, die eine Rekonstruktion des würmeiszeitlichen Gletschers im Griesbachgraben bis auf SH 600 m herab zuläßt. Am Aufbau der Seitenmoränen sind zahlreiche Geschiebe von Gehängebrekzie beteiligt, die wahrscheinlich O. AMPFERER (1935) in seiner geologischen Karte des Gesäuses (1 : 25.000) mit der Darstellung großflächiger Brekzienaufschlüsse an dieser Lokalität gemeint hat.

Im Buchautal befindet sich an der orographisch linken Seite beim Gehöft Bamacher (SH 560 m) ein kleiner Rest von Moränenmaterial, in dem neben gekritzten Kalken ebenso kristalline Geschiebe gefunden werden können. Gegen verschwemmtes Moränenmaterial des Ennsgletschers, der seine Endmoränen in der Buchau hinterließ, spricht das Vorhandensein von Kritzern, die einen fluviatilen Transport von mindestens 2,5 km im Buchautal nicht überstanden hätten. Daher handelt es sich dabei wahrscheinlich um Moränenreste der Ribvereisung, die mit jenen im Erbtal parallelisiert werden können. Der kristalline Anteil an Geschieben beträgt etwa 35 %.

Ab dem Ghs. Leitner setzt bei SH 550 m beiderseits des Buchaubaches geringmächtig die Niederterrasse an, die in zwei Geländestufen zum Niveau des Buchaubaches abfällt, wobei die tieferen Stufen Erosionsniveaus darstellen dürften. Die Mächtigkeit beträgt hier etwa 4 m und nimmt in Richtung St. Gallen rasch zu. Der hohe Gehalt an kalkalpinen Gesteinen ist wahrscheinlich auf den Einfluß der Lokalgletscher im Langgries- und Griesbachgraben, die bis in das Buchautal herabreichten, zurückzuführen. Eine interessante Fund-

stelle von Moränenmaterial bietet der Schwarzsattel, zwischen dem Zinödlberg und dem Looskogel. Hier befinden sich in der Sattelmulde in SH 1100 m facettierte Dachsteinkalke in einer lehmig braunen Grundmasse, wie sie für Grundmoränen des Gesäuses typisch sind. Mangels ausreichenden Einzugsgebiets kann diese Ablagerung keinem Lokalgletscher entstammen und ist daher wahrscheinlich der Ribvereisung zuzuschreiben, als das Gesäuse mindestens bis in diese Höhenlage von Eis bedeckt gewesen ist (D. VAN HUSEN, 1968, S. 259).

Blatt 100 Hieflau

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Schwabeltales auf Blatt 100 Hieflau

Von FRANZ K. BAUER

Das NW–SE-verlaufende Schwabeltal bildet einen deutlichen morphologischen Taleinschnitt. Es besteht die Frage, ob es einer tektonischen Linie folgt und eine Deckengrenze zwischen Gölle und Mürzalpendecke darstellt. Wie SPENGLER (1957) vertrat auch KOLLMANN (1964) die Meinung, daß die südliche und die nördliche Talseite tektonisch nicht zu trennen sind. MAURACHER (1976) allerdings interpretierte das Schwabeltal als Deckengrenze im Sinne KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962). Aufschlüsse an neueren Forststraßen N und S des Schwabeltales lieferten neue Daten zu den geologischen Abfolgen.

Auf der Nordseite stehen beim Franzbauer Werfener Schichten an, in denen eine kleine Scholle von Gutensteiner Kalk liegt. Neben dunklen gebankten Kalken kommen auch bioturbate Kalke und Rauhwacken vor. Östlich liegt ein Gebiet mit karnischen Sedimenten, durch das neuere Forststraßen führen. An der Straße östlich Grünbauer fallen besonders Cidariskalke auf, die im wesentlichen aus Seeigelstacheln bestehen. Von diesen Kalken gibt es Übergänge in dunkle Kalke mit Hornstein und Schieferlagen.

An der vom Gehöft Grünbauer nach Norden führenden Straße stehen zuerst dickbankige Kalke an, die in dünnbankige übergehen. In den dünnbankigen Kalken liegt ein einige Zehnermeter mächtiger Dolomit. Höher sind ihnen Tonschiefer (Reingrabener Schiefer) eingeschaltet, auf welche wieder dünnbankige Kalke folgen. Eine Normalabfolge ist schwer aufzustellen, da die Gesteinspakete gestört und verfaltet sind.

Südlich des Gasthofes Bierschenke werden die unteren Talhänge von grauen bis dunkelgrauen, hornsteinführenden Kalken aufgebaut. In Proben fanden sich einige Conodonten. Die Kalke werden vom Dachsteinkalk überlagert. Sie sind faziell gut mit jenen östlich Franzbauer anstehenden vergleichbar. Allerdings wurden keine Cidariskalke gefunden.

Dieselben Kalke sind auch N der Winteralm an einer Straße aufgeschlossen, wo auch Mergel der Reingrabener Schichten vorkommen.

Die Kalke und Mergel N und S des Schwabeltales sind gut miteinander korrelierbar, von einem Faziesgegensatz kann nicht gesprochen werden. Damit ist auch die angenommene Deckengrenze unwahrscheinlich.

Die Gesäusestörung zieht von Hieflau über Jagasattel – Winteralm ostwärts zum Gasthof Bierschenke. Östlich der Winteralm gibt es kleinere Aufschlüsse von Werfener Schichten, welche den Verlauf der Störung markieren. An ihr gab es bedeutende Vertikalverstellungen, doch ergaben die Geländebefunde keinesfalls, daß die Störung ostwärts in eine Deckenüberschiebung übergeht.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Hüpflinger Deckschollen auf Blatt 100 Hieflau

Von GERHARD BRYDA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In Verbindung mit meiner Diplomarbeit wurde ich im Sommer 1990 beauftragt, Aufnahmsarbeiten im Bereich der Hüpflinger Deckschollengruppe durchzuführen. Es handelt sich hierbei um ein ca. 8 km langes und 4 km breites Inverspaket einer Hallstätter Graukalkentwicklung, das dem Westabschnitt der Mürzpalpendecke tektonisch auflagert. Ziel dieser Tätigkeit sollte, ausgehend von den Detailkartierungen O. AMPFERER's (1935) und der stratigraphischen Interpretation von R. LEIN (1982), eine komplette Neubearbeitung, unter besonderer Berücksichtigung der Fazies und Tektonik des Gebietes, sein. Nach ersten Übersichtsbegehungen, wurde mit der Aufnahme von Referenzprofilen begonnen. Bedingt durch die Größe des zu untersuchenden Gebietes, konnte die Kartierung im Berichtszeitraum jedoch noch nicht abgeschlossen werden.

Schichtfolge der Hüpflinger Deckschollengruppe Zlambachmergel

Mittelbraune, kalkige Mergel mit eingeschalteten ebenflächigen, dunklen, dünnbankigen und mikritischen Kalken bilden den normalen, sevatischen Hangendabschnitt der Pedatakalke.

Pedatakalke

Sie sind im Gelände als welligschichtige, dm-gebankte, reichlich Hornsteinknuern führende Kalke, beige bis leicht rötlicher Färbung, anzusprechen.

Im Dünnschliff präsentieren sie sich als stark Kalksiltit führende Biomikrite, Biopelmikrite bis -sparite. (Mudstone-Wackestone) An Biogenen sind hauptsächlich Schwammnadeln (Spiculit) und Filamente, sowie in geringerem Ausmaß Foraminiferen und Crinoidenstielglieder anzutreffen. Ostracoden kommen nur akzessorisch vor.

Signifikant ist die starke Bioturbation, welche eine Homogenisierung des Sediments bewirkt haben dürfte. Noch erkennbare Grabgänge sind teilweise durch gradierten Kalksiltit und Blockzement verfüllt.

Alle diese Merkmale sind bezeichnend für eine terrigen beeinflusste Beckenfazies und fügen sich somit in das Bild der Pedatakalke ein. (s. MANDL, MOSTLER).

Im Schliffmaterial immer wieder anzutreffende, durch Blockzement verfüllte und verschmierte, sowie aussetzende Spalten, erwecken den Verdacht, daß im Gelände beobachtete Falten nicht nur tektonischen Ursprungs sein müssen.

Stratigraphie: Conodontenproben von der Basis des Rotofens und Gamssteins belegen bisher den Zeitraum Alaun 2–3 (*Epigondolella* cf. *abneptis* HUCKRIEDE) bzw.

Alaun-Sevat (*Gondolella steinbergensis* MOSHER). Die stratigraphische Reichweite dieses Schichtgliedes deckt sich somit auch mit jener der klassischen Pedatakalke.

Pötschenkalke

Im Gelände als meist ebenflächige, dünn bis mittelbankige Kalke sehr dunkler Färbung zu erkennen. Die Hornsteinführung beschränkt sich, wenn überhaupt vorhanden, auf die Schichtflächen, oder ist in Form kleiner, sphärischer Konkretionen im Sediment anzutreffen. Diese Konkretionen sind gelegentlich auch zeitlich angeordnet.

Zwischen den Kalkbänken kommen Einschaltungen von dünnblättrigen Mergeln vor, deren Häufigkeit und Mächtigkeit im tektonisch hangendsten Abschnitt gegen die Halobien-schiefer zunimmt.

Das mikrofazielle Bild der Pötschenkalke präsentiert sich als noch eintöniger als das der Pedatakalke. Die Matrix ist meist rein mikritisch (Mudstones). An Biogenen sind nur Filamente, Pelloide und Schwammnadeln zu nennen; wobei deren Häufigkeit gegenüber den Pedatakalken ungleich geringer ist. Einzig Radiolarien können massiert auftreten.

Es handelt sich demnach um typische Kalke eines tieferen Beckens.

Stratigraphie: Die Eintönigkeit des Sediments manifestiert sich auch in den Lösproben, aus denen noch keine Conodonten gewonnen werden konnten. Radiolarien wurden zwar angetroffen, waren aber von ungenügender Qualität.

Halobien-schiefer und Kalkspäne

Bei den Halobien-schiefern handelt es sich um dünnblättrige, kalkige, ocker bis mittelbraun gefärbte Mergel mit Einschaltungen von Kalkknuern (unregelmäßig begrenzt, von helleren, tonigen Lagen ummantelt).

Im tektonisch Liegenden der Mergel konnten, im Übergang zu den Pötschenkalken, spärlich Brachiopoden sowie ein unbestimmbarer Cephalopodenrest angetroffen werden.

Die den Halobien-schiefern eingeschalteten Kalkzüge konnten über den gesamten untersuchten Bereich verfolgt werden, waren aber nie durchgehend. Gesteinstypen, die entweder den Pötschen- oder Hornsteinknollenkalke (Hüpflinger Kalke) nahekommen, sind die Regel.

Stratigraphie: Eine Conodontenprobe aus einem Span heller Hornsteinknollenkalke am Hochhals (im tektonisch Liegenden der Halobien-schiefer) erbrachte eine reiche Fauna mit *Gladigondolella* M-E. (HUCKRIEDE), *Gondolella polygnathiformis* (BUD. & STEF.), *Gondolella tadpole* (HAYASHI) und ist somit in das Unterkarn einzustufen.

Hornsteinknollenkalke – Hüpflinger Kalke

Mittelbankige, welligschichtige Hornsteinknollenkalke grauer bis rötlicher Färbung, die makroskopisch den Pedatakalke ähneln, jedoch besonders in ihrem Hangendabschnitt, mit der Entwicklung von rötlichen Knollenflaserkalke, eine deutlich unterschiedliche Ausbildung zeigen (biogenreicher, Crinoidenstielglieder).

Grundsätzlich handelt es sich aber um Beckenkalke, die unter ähnlichen Bedingungen abgelagert wurden.

Stratigraphie: Der zeitliche Umfang ist mit dem Ausklingen der Steinalmkalke im Ober-Ladin bis zum Einsetzen der Halobien-schiefer im tieferen Karn definiert.

Steinalmkalk

Im Gelände konnten innerhalb der Steinalmkalke zwei Teilbereiche A und B ausgeschieden werden. Sie sollen gesondert besprochen werden.

Teilbereich A: Massige bis dickbankige Kalke hellgrauer Färbung. Biogenreich, hauptsächlich Foraminiferen, sparitisch zementiert mit erkennbaren Mikritnestern. Generell so stark umkristallisiert, daß Aussagen über den ursprünglichen Stoffbestand schwierig sind. Im Liegenden zu den Hornsteinknollenkalken konnten an mehreren Stellen (Glaneggturm, Grafflmauer) geringmächtige grünlich rote Knollenfaserkalke angetroffen werden.

Stratigraphie: Im Liegendsten zu den Hornsteinknollenkalken durch Conodontenprobe mit *Gladigondolella* M-E. (HUCKRIEDE), *Gondolella inclinata* (KOVACS), *Epigondolella mungoensis* (DIEBEL) ins Ober-Ladin (Langobard 2-3) eingestuft.

Die Untergrenze wurde im Übergang zu zuckerkörnigen, rosa Bankdolomiten gezogen = Bereich B. Lösproben aus diesem Horizont verliefen derzeit leider noch negativ.

Teilbereich B: Unter diesem Sammelbegriff wurden zuckerkörnige, rosa Bankdolomite und dunkle Algenlaminite zusammengefaßt.

Die Bankdolomite sind vollständig rekristallisiert und zeigen keinerlei Internstruktur mehr. Im Hangenden befindliche Kalke konnten eindeutig als Algenlaminite mit Fensterstrukturen und mehreren A-Zementgenerationen identifiziert werden. Auch in dieser Fazies finden sich kaum Biogene. Die enthaltenen Foraminiferen sind spärlich und in einem sehr schlechten Erhaltungszustand.

Die Gesteine der Mürzalpendecke

Radiolarit und Rotkalke

Rotkalke und grünliche, rote Radiolarite, die einer Störung eingeschaltet sind.

Stratigraphie: Sie könnten Oberjura/Oxford-Radiolaritniveau entsprechen und so zur genaueren zeitlichen Einstufung des Deckentransportes über Dachsteinkalk beitragen.

Lias-Crinoidenkalk

Sehr gut ausgewaschener, sparitisch zementierter Biorudit. Die Crinoiden stellen 90 % der Biogene. Kalke wirken makroskopisch massig. Stecken die Kalke als Späne in Überschiebungsbahnen, so ist eine beginnende starke Sideritisierung feststellbar.

Tektonik

Auf den ersten Blick ist es möglich, die Hüpflinger Deckschollen in zwei Bereiche zu untergliedern.

Rotofen-Deckscholle

Der Bereich um den Rotofen repräsentiert den am weitesten vorgeschobenen Teil der Hüpflinger Deckscholle. Er bildet den Kern einer SW-NE-streichenden Muldenstruktur im Dachsteinkalk, in die er an steilstehenden Störungen zusätzlich noch abgesenkt worden ist. Solcherart vor der Erosion verborgen, ist er bis heute erhalten geblieben.

Im Liegenden sind Zlambachergel entwickelt die dem Dachsteinkalk tektonisch auflagern und ihrerseits wieder von den Pedatakalken des Rotofens schüsselförmig überlagert werden. Dieser Kontakt ist primär stratigraphisch, jedoch im Übergang zerschert (Kompetenzunterschiede).

Die Pedatakalke am Rotofen selbst sind intensiv verfault und durch viele Störungen zerlegt. Am Nordrand erscheinen die Schichten gegenüber den übrigen Gesteinen aufgebogen.

Südliche Hauptscholle

Auch die südlich gelegene Hauptscholle ist innerhalb einer Mulde im Dachsteinkalk/Mürzalpendecke erhalten geblieben und genauso wie ihre Schwesterscholle an Störungen abgesenkt und somit erhalten geblieben. Die Deckenbasis wird wieder durch unterschiedlich mächtige Zlambachmergel gebildet, in denen am Gamssteinsattel noch ein Schürfling aus Lias-Crinoidenkalken in einer der parallelen Bewegungsbahnen steckt.

Am Stadelfeld, im zentralen Teil der Deckscholle, ist die tektonische Grenze zum Dachsteinkalk durch lang anhaltende Dolinenzüge deutlich markiert. Betrachtet man den unterlagernden Dachsteinkalk genauer, so erkennt man, daß auch er durch die Deckenbewegung nicht unbeeinflusst geblieben ist und in direkter Nachbarschaft zur Deckscholle einer beginnenden Auflösung in Späne unterliegt. Diese mit dem Deckentransport verbundene, offensichtlich überaus intensive Tektonik, hat den gesamten Hüpflinger Bereich erfaßt und an ss-parallelen Bahnen zerlegt.

So wurde der primär sedimentäre Zusammenhang zerstört, die Einheiten unter basalen Schichtreduktionen zueinander bewegt, verfaultet und teilweise total reduziert (Auskeilen der Pedatakalke von Westen nach Osten bis zu ihrem Verschwinden am Stadelfeld).

Diese ss-parallele Tektonik dürfte auch zum Ab- oder Aufgleiten einzelner Schollenbereiche, und damit verbundenen Schollenkippen, am Südrand der Hüpflinger Entwicklung geführt haben.

So ist es möglich, je einen tektonisch selbstständigen Bereich (unterschiedliches Einfallen/Störung, Fazies) im Südosten, gebildet durch die Glaneggmauer, und einen im Südwesten mit der Schröckerluck'n Ostflanke, auszugliedern. Es besteht der dringende Verdacht, daß es sich um einander entsprechende Schollen handelt.

Hier ist noch mit entsprechender Kartierungsarbeit Klarheit darüber zu schaffen, ob es sich um eigenständige Entwicklungen handelt oder nur um aufgeschobene Schollen. Conodontenproben aus den Kalken der Glaneggmauer haben jedoch vielversprechende unter- bis oberkarnische Faunen ergeben [*Gondolella polygnatiformis* (BUD. & STEF.)].

*

Siehe auch Berichte zu Blatt 99 Rottenmann von A. BLAUHUT und M. WEISSENBÄCK.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen südlich der Veitschalpe auf Blatt 103 Kindberg

Von FRANZ K. BAUER

Die Präbichlschichten wurden in den letzten Jahren auf der Südseite der Veitschalpe von Osten gegen We-

sten auskartiert. In verschiedenen Teilbereichen wurden ergänzende Begehungen gemacht. Für die Abgrenzung der Werfener Schichten ergaben sich verschiedene Kriterien. Die Präbichlschichten bestehen im wesentlichen aus Quarzkonglomeraten, zwischengeschaltet können feinkörnigere dunkle Sandsteine und Schiefer sein. Für die Abgrenzung maßgebend waren der Übergang in feinkörnigere Sedimente und ein deutlicher Umschlag von einer dunkelgrauen bis schwarzen in eine dunkelrot-violette und grüne Gesteinsfärbung.

Gegen Neuberg ist, wie an der Forststraße um das Kuhlhörndl zu sehen ist, ein Auskeilen zu beobachten, wo die Breite von Präbichlschichten und Werfener Schichten zusammen nur mehr 100–150 m beträgt, während sie gegen Westen bis 800 m erreicht. Ein Kennzeichen der Präbichlschichten ist die Hämatitvererzung. Die Erze wurden an mehreren Stellen abgebaut, wovon noch alte Halden zeugen. Die Werfener Schichten führen ebenfalls Hämatit. Eine Stelle befindet sich an der Forststraße westlich des Tebrinbaches, eine andere wurde SW des Graf-Meran-Hauses in einem Grabeneinschnitt bei etwa 1600 m gefunden. Neu ergab sich, daß auch der Gabbro vererzt ist. Dieser ist bekannt als Hornblendegabbro (Rotsohlschneid) und auf der Geologischen Karte 1 : 75.000 (1936) ausgedehnt. Man findet den Gabbro bei Fadeneben, wo er an eine Störung im Hangenden der Präbichlschichten gebunden ist. Ein zweites Vorkommen liegt am Wanderweg Teufelssteig bzw. etwa NW davon in etwa 1550 m SH. Dieser Gabbro, der mit Hämatit vererzt ist, liegt an der Grenze Werfener Schichten zu dem liegenden Porphyroid.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Mürztaler Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg

VON GERHARD W. MANDL

Das im Berichtsjahr neu aufgenommene Areal wird im Westen durch das obere Mürztal (N Mürzsteg) begrenzt und beinhaltet die Edelweißmauer, Hochalpl, Höllwand, Bockkogel, Buchalpl, Hirscheck, Blühboden und die Lachalpe bis hinab zur Falkensteinalm. Weiters wurden noch im Gebiet der beiden vergangenen Aufnahmefahrten kleinere Revisionsbegehungen und Probenaufsammlungen für Conodontenanalysen durchgeführt.

Grundsätzlich sind hier mindestens drei tektonische Stockwerke zu unterscheiden, die zum Teil noch zusätzliche interne Schuppenbahnen aufweisen:

Mürzalpendecke

Ob der Werfener Schiefer-Streifen Mürzsteg – Krampen – Karlgraben einen abgeschuppten Teil der Mürzalpendecke darstellt oder dem Tirolikum zugeordnet werden muß, kann aus der lokalen Situation heraus nicht entschieden werden, da die entscheidenden Permserien (Prebichlschichten oder Haselgebirge) hier nicht an die Oberfläche kommen.

Die zusammenhängende Schichtfolge beginnt dann mit Wettersteindolomit bzw. -kalk. Der Kalk kommt im Raum nördlich Mürzsteg im Liegenden des Dolomits zutage und ist aufgrund seines Biogeninhaltes und seiner Sedimentgefüge als Riffschuttkalk anzusprechen.

Der Übergang zum Dolomit erfolgt fließend aber rasch, wobei das Brecciengefüge trotz Dolomitisierung anfangs noch erkennbar bleibt. Die Hauptmasse des hellen, feingrusig zerfallenden Dolomites ist einförmig strukturlos. Vereinzelt überlieferte primäre Gefüge (Rindenkörner, Algenmatten) weisen auf ein seicht lagunäres Ablagerungsmilieu.

Diesem Dolomit lagern zwei faziell unterschiedliche Obertriasentwicklungen sedimentär auf:

Aflenzer Fazies

Die östlich der Tonionalpe weit verbreiteten Aflenzer Kalke und Zlambachschichten reichen noch etwas über das Mürztal nach Osten herüber (Bockkogel u. Basis der Höllwand). Der Grenzbereich zum unterlagernden Dolomit, gut aufgeschlossen entlang einer neuen Forststraße auf der Bockkogel-Westseite, zeigt wieder die charakteristische Ausbildung, welche schon im Buchalpengraben und im Gschwandgraben aufgefallen war. Plattige, 1-10 cm dünngebankte, intern noch weiter laminierte, meist schwarze, vereinzelt schmutzig rostbraune, teilweise dolomitische Kalke wechsellagern mit bläulich schwarzen, kalkfreien Tonen und schwarzen Hornsteinbändern. Sie bilden ein vermutlich über 10 m mächtiges Schichtpaket, welches von mittelgrauen bis schwarzen Aflenzerkalken überlagert wird. Aus den schwarzen Tonen konnten massenhaft kieselige Sphären (?Radiolarien, überwiegend aus der Fraktion 0,1–0,4 mm) herausgeschlämmt werden. Sie sind völlig von amorpher Kieselsubstanz ausgefüllt und weisen außer einer narbig strukturierten Oberfläche keine besonderen Merkmale auf, die Hoffnung auf eine artliche Bestimmbarkeit und eine eventuelle Altersaussage geben würden. Die darüber folgenden Aflenzer Kalke enthalten keinen makroskopisch erkennbaren Riffdetritus sondern zeigen auf vereinzelt Schichtflächen massenhaft auswitternde kieselige Schwammnadeln. Der basale Anteil ist am Bockkogel mit *Epigondolella bidentata* und begleitenden Misikellen in das Sevat einstuftbar. Der hangendste Bereich nördlich des Höllgrabens liefert in mehreren Proben *Gondolella steinbergensis*, *Misikella hernsteini* und *Misikella posthernsteini* (Oberes Sevat-?Rhät). Auflagernde Zlambachmergel sind in wechselnder Mächtigkeit an der Basis der Höllwand erhalten, wo sie von norischen Hallstätter Kalken tektonisch überlagert werden.

Mürztaler Hallstätter Fazies

Folgende Schichtenabfolge ist für diese Obertriasentwicklung charakteristisch:

Über dem Wettersteindolomit folgt ein lithologisch auffälliger Grenzhorizont aus dünnplattigem rotem Mergelkalk bzw. -dolomit, den R. LEIN seit 1971 als Cidaridolomit bezeichnet und als Ausdruck eines längeren Trockenfallens der Wettersteindolomit-Plattform betrachtet. Darüber folgt eine Serie aus grünlichgrauen, kieseligen Mergelkalken und/oder grauen, schwarzen oder roten Schwammkalken, die nach wenigen Metern von wandbildenden hellen Seichtwasserkalken überlagert wird. Letztere enthalten lokal massenhaft Dasycladaceen (*Poikiloporella duplicata*) und wurden analog zu oberkarnischen Algenkalken in den Karpaten seit längerem als Tisovec-Kalk bezeichnet. Der Tisovec-Kalk der Typlokalität wurde aber jüngst als norischer Dachsteinkalk erkannt (KRYSSTYN, LEIN, MELLO, RIEDEL & PILLER, 1990), der Begriff ist somit einzuziehen. Für die tatsächlich oberkarnischen Algenkalke der Mürztaler Alpen hat LEIN die Bezeichnung Waxeneck-

Kalk vorgeschlagen. Diese Seichtwasserfazies wird etwa ab der Wende Karn/Nor von tiefermarinen, hellbunten Hallstätter Kalken überdeckt, so auch an der Typlokalität am Kleinen Waxeneck. Den Abschluß der Abfolge bilden, wie in der Aflenzer Fazies, Zlambachschichten.

Die Kartierung zeigte nun, daß besonders das Schwammkalkniveau, in geringerem Ausmaß aber auch der Waxeneckkalk keinen durchgehenden Horizont bildet sondern offenbar ein Relief im Dolomitsockel auffüllt, welches erst vom Hallstätter Kalk vollflächig überdeckt wurde. Dort, wo Hallstätter Kalk direkt über Wettersteindolomit und den Cidarisgrenzdolomit transgrediert, besitzt er bisher stets unternorisches Alter (Lac 2) nach meist individuenreichen Faunen mit *Gondolella navicula* und *Epigondolella triangularis* – so am Nordende der Kohlmaißwand, im Südast des Kohlmaißgrabens und östlich des Eisernen Törls.

Aflenzer und Hallstätter Fazies kommen sich im Bereich Bockkogel-Kohlmaißwand ohne fazielle Angleichungstendenz auf etwa 1000 m räumlich nahe, der ehemalige Grenzbereich ist leider der jungen Abtragung zum Opfer gefallen. Im Bereich Höllwand – Salzwand ist die Annäherung noch größer (ca. 300 m), der Grenzbereich bedarf wegen der schwierigen Begehbarkeit und zusätzlicher tektonischer Komplikationen noch weiterer Detailkartierung und Beprobung.

Prolesdecke

Ihre bekannte inverse Lagerung ist bereits im Gelände anhand fossiler Wasserwaagen immer wieder erkennbar. Die bisher beobachtete Schichtfolge umfaßt Zlambachschichten, gut gebankte mittelgraue sowie eher massig wirkende, wandbildende helle Hallstätter Kalke, Halobienschiefer, dunkle Hornsteinkalke bis -dolomite z.T. mit Massenvorkommen von Cidarisstacheln und hellen, kleinklüftig zerfallenden Wettersteindolomit. Die Halobienschiefer des Hochalpls finden östlich des Ausläufers der Roßkogel-Deckscholle (Werfener Schiefer beim Kerpenstein und „Kaiserhaus“) keine Fortsetzung. Die dunklen Schiefer am Oberen Haselboden sind nach der massenhaft auftretenden *Involuntina liassica* sicher zu den Zlambachschichten oder gar bereits in den Jura zu stellen.

Der Südrand der Prolesdecke weist im Bereich der Höllwand eine zusätzliche Komplikation im Internbau auf. Zwei Wandzüge von Hallstätter Kalken, getrennt durch Zlambachmergel, liegen übereinander. Die obere Wandstufe gehört mit Sicherheit der inversen Prolesdecke an. Der untere Wandzug ruht tektonisch auf Aflenzer Kalk und Zlambachmergel und zeigte bisher keine auswertbaren Geopetalgefüge. Conodontenproben von der Wandbasis ergaben im Westen mit *Gondolella ? polygnathiiformis* fragliches karnisches Alter, im Mittelabschnitt mit *Epigondolella triangularis* unternorisches und im Osten mit *Gondolella steinbergensis* und *Epigondolella bidentata* obnorisches Alter. Je nach tektonischem Schrägzuschnitt ist auch daraus keine aufrecht/verkehrt-Entscheidung ableitbar. Sowohl eine Verschuppung innerhalb der Prolesdecke als auch eine Einschleppung von Hallstätter Kalken anderer Herkunft erscheint hier derzeit denkbar.

Lachalpendeckscholle

Abgesehen von basal mitgeschleppten Resten von Werfener Schiefen beginnt die zusammenhängende Schichtfolge mit Gutensteiner Kalk, der lagenweise oft

intensive Durchwühlung zeigt („Wurstelkalkbänke“). Darüber folgt meist grauer Dolomit oder gleich direkt heller, gebankter Dasycladaceenkalk (Steinalmkalk). Dunkler Reiflinger Kalk wurde darüber lediglich lokal auf der Südseite des Frostengrabens angetroffen. Eine schwarze Crinoidenkalkbank an der Basis ergab mit *Gondolella bulgarica* mittelanisches Alter, der darüber folgende Hornsteinkalk mit Astformen des *tethydis*-Multielementes und *Gondolella pseudolonga* bereits unterladinisches Alter. Die Schichtfolge ist hier jedoch durch Störungen stark zerstückelt. Meist folgt über dem Steinalmkalk direkt ein mehr oder minder massiger, pelagischer Buntkalk. Dieser enthielt südlich der Lachalmhütten *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella trammeri*, *Gondolella inclinata* und *Gondolella excentrica*, ist also tief oberladinisch (Langobard 1/1). Die gleiche Fauna enthält der Liegendabschnitt des Buntkalkes an der Forststraße auf der Blahstein-Südseite. Der Hangendanteil, der mit Riffschutteinstreunungen bereits zum angrenzenden Wettersteinkalk überleitet, ist mit *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella inclinata* und „*Epigondolella*“ *mungoensis* ins höhere Langobard zu stellen. Die gesamte Hochfläche der Lachalpe wird schließlich von Wettersteinerkalk aufgebaut.

Jene Dolomitscholle mit Resten von auflagerndem Hallstätter Kalk, die nordöstlich der Falkensteinalm Werfener Schichten auflagert, ist wegen einer mitteltriadischen Conodontenfauna des Hallstätter Kalkes als Ausleger der Lachalpendeckscholle anzusehen und nicht, wie bisher gedacht, mit der Situation am gegenüberliegenden Kuhkogel parallelisierbar.

An jungen Sedimentbildungen sind im Mürtal erosiv bereits wieder zerschnittene Schwemmkegel aus den Seitengraben (Höllgraben, Gamsengraben) erwähnenswert, desgleichen Reste einer Schotterflur, die Verebnungsflächen auf dem anstehenden Dolomit einige Meter über dem heutigen Talboden bildet. Zwischen Buchalpl und Eisernem Törl wurde ein aufschlußloses Areal mit lehmiger Verwitterungsschicht und großen, zugerundeten Kalkblöcken unterschiedlichster stratigraphischer Zugehörigkeit als Moränenbedeckung abgegliedert. Der Eisabfluß dürfte hier zum Teil nach Süden stattgefunden haben, wie mindestens zwei gestaffelte Endmoränenzüge „Im Tirol“ belegen.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 103 Kindberg

Von AXEL NOWOTNY

Die im Berichtsjahr durchgeführten Begehungen konzentrierten sich auf den unterostalpinen Bereich nördlich und südlich der Mürtal zwischen Kindthal und Gschwandkogel als E und dem SW Kartenrand als W Grenze, beziehungsweise Freßnitzgraben und Teschenbach als E und Kindberg als W Grenze. Das bearbeitete Gebiet bildet die Fortsetzung der im Jahre 1989 durchgeführten Kartierung.

Nördlich der Mürtal tritt bis in das Gebiet vom Feitscher Kogel Grobgnais auf. Einschaltungen von mächtigem Rittiser Quarzit sind häufig zu beobachten. Es handelt sich dabei, wie bereits von H.P. CORNELIUS

(1936) beschrieben, nicht um eine durchgehende Lage sondern um einzelne s-parallele Einschaltungen. Die von H.P. CORNELIUS aufgefundenen Einschaltungen von Quarzphyllit innerhalb des Grobgnaiskomplexes lassen sich nur spurenhafte wiederfinden. Meist handelt es sich um Verebnungszonen, wobei aber nicht Quarzphyllit sondern Grobgnaisgrus mit Quarzitlagen aufgefunden wurde. Einzelne Quarzphylliteinschaltungen finden sich im Bereich der Gehöfte Schiefer beziehungsweise Prem.

Abweichend vom Grobgnais tritt im Gebiet des Lammerbaches südlich des Gehöftes Lammer feinkörniger, massig ausgebildeter Gneis auf. Dieser zeigt große Ähnlichkeit mit dem südlich der Mürz aufgefundenen Feinkorngranitgneis.

Gegen N folgt ein nahezu durchgehender Streifen Quarzphyllit. Diese selten auskeilende Einheit wird von einem morphologisch markant erkennbaren Karbonatband überlagert. Es handelt sich dabei um eine Abfolge von Rauhwacke, teilweise mit Gipsführung, hangend meist plattigen Kalkmarmoren und Dolomit.

Die Grenze zum hangenden Troiseckkristallin zeigt Spuren starker tektonischer Beanspruchung. Breite Mylonithorizonte konnten angetroffen werden. Vor allem im Gebiet des Herzogberges ist ein breiter Karbonatstreifen vollkommen tektonisiert und einzelne Schollen von Troiseckkristallin liegen südlich der eigentlichen Grenze.

W des Gehöftes Ulmanner wurden im Bereich des Lammerbaches grüne quarzitischeschiefer aufgefunden. NE des Gehöftes Koch, im Grenzbereich Troiseckkristallin und Mesozoikum, treten Porphyroide und Quarzite als Lesesteine auf. Ebenso im Bereich des Mürzgrabens südlich der ersteren konnten Porphyroide, Quarzite und grüne Phyllite aufgefunden werden.

Der SW-Bereich des Kartenblattes wird von Troiseckkristallin aufgebaut. Die Hauptmasse besteht aus Ein- bis Zweiglimmergneisen und ist stark aplitisch injiziert. Im Liegenden dieses Komplexes finden sich Einschaltungen von Grobgnais und Amphibolit. Im Bereich Pfarrberg – Hochgeehrt wurden mächtige Aplitlagen und Quarzit angetroffen, welche nach NE streichen. N des Himmelreichkogels tritt hauptsächlich Amphibolit auf. Glimmerschiefer beziehungsweise Paragneis tritt in den Hintergrund. Südlich der Mürz ist vor allem Glimmerschiefer und Paragneis aufgeschlossen. Diese wurden von H.P. CORNELIUS zur Quarzphyllitmasse gezählt. Im kartierten Gebiet finden sich jedoch nur untergeordnet Gesteine die als Quarzphyllit zu bezeichnen sind. Diese sind W vom Wolfsbach und W der Wildfrauengrötte aufgeschlossen. Innerhalb dieses Komplexes finden sich Lagen von Grobgnais mit randlich mächtigen Lagen von Quarzit. Feinkörniger Granitgneis konnte im Bereich des Hiasbauers und E des Roßgrabens angetroffen werden. Neben Granitgneis treten randlich helle Muskovitglimmerschiefer und Amphibolit auf.

Während nördlich der Mürz Grobgnais bis in die Tal-lage reicht, sind südlich der Mürz mächtige tertiäre Ablagerungen zu beobachten. Im Liegenden, in einzelnen Schottergruben aufgeschlossen, finden sich teilweise verfestigte Sand - Kieshorizonte. Im Hangenden konnte meist rotbrauner Lehm mit Einschaltungen von sehr geringmächtigem Kohleton im Bereich W Wolfsbach aufgefunden werden. Eine genaue Abgrenzung ist auf Grund der Hangschuttüberlagerung schwer möglich.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Gebiet nördlich Roßkogel – Hohes Waxeneck konnte vom Hangenden zum Liegenden folgende Schichtfolge in der Roßkogel-Deckscholle festgelegt werden:

- Wettersteindolomit mit kalkigen Bänken
- Wettersteinkalk
- Graue bis bunte pelagische Kalke
- Reiflinger Schichten, Steinalmkalk, Steinalmdolomit
- Gutensteiner Dolomit, Steinalmdolomit
- Gutensteiner Kalk
- Werfener Schichten.

Der Nordhang des Roßkogels wird zum überwiegenden Teil von Wettersteinkalken und -dolomiten aufgebaut. Im Graben nördlich Roßkogel ist zwischen 1200 m und 1300 m ein Aufbruch mit pelagischen Kalken unter den Wettersteinserien erkennbar. Ein schmaler Streifen dunkelgrauer Kalke im Hangenden der pelagischen Kalke muß noch näher untersucht werden, bevor eine endgültige Bewertung vorgenommen werden kann.

Dieser Aufbruch ist aber auf jeden Fall ein weiterer Hinweis, daß die Wettersteinkalke und -dolomite nur als dünne Platte aufliegen.

Die pelagischen Kalke lassen sich im Hochriegel zwischen 1230 m und 1350 m in graue und bunte Kalke trennen. Dieser Zug läßt sich dann auf der Nordseite als Unterkante der Felswände fast am gesamten Nordhang verfolgen, eine farbliche Gliederung ist hier aber nicht mehr möglich. Im Liegenden der pelagischen Kalke sind graue bis schwarze Hornsteinkalke bis Kieselflaserkalke entwickelt. Anstelle dieser schwarzen Kalke sind oft helle Dolomite und Kalke (Steinalmkalk und Steinalmdolomit) ausgebildet. Im Liegenden sind noch Gutensteiner Dolomite und Kalke und Werfener Schichten ausgebildet. Diese Serien bilden den flachen Hangfuß Richtung Kalte Mürz.

Im Osten des Hohen Waxeneck ist ebenfalls diese Schichtfolge ausgebildet. Die Roßkogel-Deckscholle wird im Süden von Werfener Schichten des Taborsattels unterlagert. Im Taborsattel ist ein schmaler Streifen eines schwarzen Kieselgesteines (?Ruhpoldinger Schichten) aufgeschlossen. Untersuchungen auf Radiolarien sind noch nicht abgeschlossen. Südlich der Zlambachschichten ist ein breiter Streifen schwarzer Hornsteinkalke (?Aflenzer Schichten) im Hangenden der Hallstätter Kalke des Kleinen Waxeneck entwickelt.

Auf der Nordschulter des Hohen Waxeneck wurde entlang eines Grabens die Roßkogel-Deckscholle festgestellt.

Eine Linie, die bei 1150 den Hangfuß entlangläuft, zeigt eine Fuge an, an der der untere Teil dieser dünnen Platte der Roßkogel-Deckscholle stark verkippt wurde. Entlang der tektonischen Linie und in den Gräben zwischen den Schollen treten immer wieder Werfener Schichten zu Tage. Weiters sind Aufschlüsse mit Zlambachschichten der tieferen tektonischen Einheit immer wieder erkennbar.

Der Höhenzug des Steinalpl weist ebenfalls die oben genannte Schichtfolge der Roßkogel-Deckscholle auf. Hier ist an mehreren Brüchen der gesamte Komplex

gegeneinander verstellt worden. Es sind Versetzungen bis zu 200 m erkennbar.

Nördlich Kote 946 im Steinalpl ist ebenfalls eine starke Verkippung einzelner Schollen und eine Schuppe knapp südlich des Nordrandes des Kartenblattes ausgebildet.

Östlich Neuwald wird die Roßkogel-Deckscholle von Zlambachschichten überlagert. Hierüber liegt die nächsthöhere tektonische Einheit mit Werfener Schichten, Gutensteiner Dolomit und Gutensteiner Kalk. Die weitere Abfolge im Hang nördlich Neuwald muß noch genauer erfaßt werden.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Roßkogel-Deckscholle auf Blatt 103 Kindberg

Von KONRAD STRELE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtszeitraum Sommer 1990 wurde das Gebiet der Roßkogel-Deckscholle und ihrer Unterlage (Inverserie der Proles-Decke) kartiert. Die begleitende feinstratigraphische Auswertung dieser Kartierung ist bis dato noch nicht abgeschlossen.

Roßkogel-Deckscholle Werfener Schiefer

Diese bilden die Unterlage der ganzen Scholle. Nennenswerte Mächtigkeiten erreichen diese aber nur südwestlich bzw. südöstlich der Hinteralm.

Die Hauptmasse der Werfener Schichten wird durch hellrot anwitternde Sandsteine gebildet, daneben kann man auch gräuliche Tonschiefer vorfinden. Allgemein läßt sich aber gegen das Hangende hin ein Trend zu kalkigen Entwicklungen feststellen, wobei die tiefer liegenden hellgelben Kalke deutlich rauhwackenartig erscheinen. Die hangenden Kalke sind schon etwas dunkler, und sind kaum mehr vom Gutensteiner Kalk zu unterscheiden. Am besten läßt sich diese Entwicklung am Profil oberer Plotschgraben – westliche Hinteralpe verfolgen.

Gutensteiner Kalk

Dieses Gestein bildet nur in der nördlichen und südlichen Abgrenzung des Gebietes eine bemerkenswerte Mächtigkeit. Gegen Norden hin erscheint er zeitweise ausgequetscht.

Hallstätter Kalk

Diese bilden lediglich an der Westflanke unterhalb der Roßwiese ein weitgehend durchgehendes Profil.

Basal befindet sich ein dunkler, zeitweise sehr fossilreicher (z.B. Foraminiferen und Ostracoden) Kalk, welcher gegen das Hangende hin von einer helleren Matrix abgelöst wird.

An Fossilinhalt konnten bis dato Crinoiden vom Typ *Dadocrinus gracilis* (BUCH) am Hochriegel an der Forststraße Richtung Plotschgraben, 1200 m Seehöhe (Probe R32, det. E. KRISTAN-TOLLMANN) nachgewiesen werden.

Darauf folgt ein dünnbankigerer wieder etwas dunkler werdender knollig anwitternder Kalk, gefolgt von einem rotfärbigen, irregulär gebankten, teilweise fossilreichen Kalk. Gelegentlich zeigt dieser grünlich-tonige Zwischenlagerungen an Tuffiten. Gegen das Hangende hin wird die rote Matrix stufenweise wiederum durch eine graue abgelöst, welche dem Kalk ein typisches

Wechselspiel zwischen heller und dunkler Fleckung verleiht. Durch die Probe R4 am Abhang der Roßwiese hinunter zur Mürzschlucht, 1400 m Seehöhe, mit *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella trammeri* (KOZUR), *Gondolella* c.f. *pseudolonga*, det. L. KRZYSTYN, konnte der rote Kalk als Fassan eingestuft werden.

Die darüber folgende nur wenige Meter mächtige Übergangszone zwischen Hallstätter und Wettersteinkalk, für die man den von SCHMITZ (1960) eingeführten Lokalnamen „Klobenwandkalk“ verwenden kann, ist durch das Einsetzen von makroskopisch erkennbaren Riffdetritus unterschiedlicher Korngröße gekennzeichnet.

Ein auffälliges Detail sind die gelegentlich auftretenden länglichen, 1–2 cm breiten das Gestein willkürlich durchfahrenden Sparite.

Aufgrund folgender Faunen ist dieser Übergangsbereich in den Zeitabschnitt Oberladin–Karn zu stellen (Probe R20 direkt an der Klobenwand, südlich Spielkogel, 1480 m Seehöhe; Probe R26 in der Furche, 500 m nordöstlich des Spielkogels, 1380 m Seehöhe): Beide Proben enthalten (det. L. KRZYSTYN)

Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)

Gondolella inclinata (KOVAC)

Wettersteinkalk

Dieser bildet den hangenden Abschluß der Deckscholle, und ist aus diesem Grunde nur mehr in den Gipfelregionen erhalten.

Dieser sparitische Kalk ist reich an makroskopisch erkennbaren Fossilien, vor allem Kalkschwämmen, daneben findet man auch Gastropoden, Kalkalgen, Brachiopoden, Foraminiferen etc.

Stellenweise, wie z.B. auf der Roßwiese, ist er stark tektonisiert, sodaß sein Primärgefüge durch eine tektonische Rauhwacke ersetzt ist.

Bemerkenswert wäre noch das plötzliche Auftreten eines tiefroten, nur wenige dm mächtigen, sparitischen Kalkes norischen Alters, 200 m Ostnordost des Spielkogels, 1410 m Seehöhe, (Probe R25 mit *Epigondolella abneptis* (HUCKRIEDE), *Gondolella navicula* (HUCKRIEDE), det. L. KRZYSTYN).

Proles-Decke (= „Naßköhrschuppe“)

Anzumerken ist, daß man in der Proles-Decke eine durchgehend inverse Lagerung vorfindet, sodaß sich bei der Beschreibung derer Formationen die Begriffe liegend und hangend sich nur auf den stratigraphischen Sinn beziehen.

Die Schichtfolgen beginnen basal mit einer massigen, dunklen, bis zu 50 m mächtigen Dolomitbank, die von einem dickbankigen hellen Hornsteinknollenkalk mit auffallend schwarzen Knollen abgelöst wird. Die Mächtigkeiten übersteigen kaum 10 m. Deren Alter ist durch die Probe R44, an der Kreuzung der Forststraße vom Hochriegel zum Plotschgraben mit dem Bach, welcher die Roßwiese entwässert, 1200 m Seehöhe; mit *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) und *Gondolella inclinata* (KOVAC), det. L. KRZYSTYN, als oberes Ladin bis unteres Karn belegt.

Halobien-schiefer und -kalk

Über diesen Knollenkalk in Hallstätter Graukalkentwicklung folgen dünnlagige mergelige Tonschiefer, über denen ein dunkelschwarzer, basal dickbankiger Kalk folgt.

Im Dünnschliff ist es ein Wackestone mit einer äußerst reichen Fauna vor allem an Crinoiden.

Die Probe R45, 40 m oberhalb der Forststraße von Frein Richtung Schusterwald, 700 m südlich Frein, 1000 m Seehöhe, det. E. KRISTAN-TOLLMANN, bestätigt das Alter des Kalkes von unterem Karn mit:

- Holothurien
Calclamnoidea canalifera (KRISTAN-TOLLMANN)
Langobard-Tuval
- Stielcrinoiden
Entrochus ternio (BATHER)
Oberes Ladin-Rhät
Entrochus tenuispinosus (KRISTAN-TOLLMANN)
Langobard-Jul
Isocrinus s.p.
- Schwebcrinoiden
Osteocrinus acus (KRISTAN-TOLLMANN)
Fasan-Jul
Osteocrinus saklibelensis (KRISTAN-TOLLMANN)
Fasan-Jul
Osteocrinus virgatus (KRISTAN-TOLLMANN)
Cordevol-Jul

Pedatakalk bzw. Hallstätter Graukalk

Es handelt sich hierbei um hellgraue, dickbankige bis massige, mergelarme Hornsteinknollenkalke, wobei sich die Farbe der oft dm-dicken Knollen von dunkel-schwarz gegen hangend nach hellgelb ändert.

Im Dünnschliff ähnelt der Kalk dem der Hallstätter Graukalkentwicklung, welche stratigraphisch die Halo-bienschichten unterlagern. Es sind Wackestones reich an Schwebcrinoiden. Durch *Gondolella navicula* (HUCKRIE-DE) und *Epigondolella triangularis* (BUD.), det. L. KRYS- TYN, Probe R51, Südhang Plotschgraben, 1050m Seehöhe, sind diese als älteres Nor belegt.

Weitere Proben erbrachten:

Probe R49, Ebene am Nordhang des Plotschgrabens, 1150m Seehöhe, mit

- Holothurien
Calclamnoidea canalifera (KRISTAN-TOLLMANN)
Langobard-Tuval

Probe R41, Nordhang des Plotschgrabens, 1030m Seehöhe, mit

- Conodonten
Epigondolella s.p.

Unteres-mittleres Nor

Zu diesem Hornsteinknollenkalk ist auch das tektonisch an den Gutensteiner Kalk angrenzende Vorkommen an der Forststraße nördlich des Hochriegels zu stellen. Auf Grund der Ähnlichkeiten wurden diese von CORNELIUS (1939) und SCHMITZ (1960) für anisische Reiflinger Kalke gehalten. Tatsächlich aber sind sie durch die Ostracode *Polycope pelta* (FISCHER), det. E. KRISTAN-TOLLMANN (Probe R47, Hochriegel, 1170 m Seehöhe) als norisch belegt.

Zlambachmergel

Diese wurden bisher nur auf der Straße von der Waxenegghalterhütte weg zum Buchalpel entlang des Tabor-sattels anstehend vorgefunden. Im Liegenden befinden sich hier dunkelschwarze, schiefrige Mergel, die in ockerfarbene Schiefer mit schwarz herauswitternden, wenige cm dicken Knollen übergehen.

Mürzalpendecke

„Mylonit“

Es handelt sich hierbei um ein stark tektonisiertes und dolomitisiertes Material, von fernem tatsächlich einem Hauptdolomit ähnlich (für den CORNELIUS [1939] ihn fälschlicherweise hielt).

Die stratigraphische Position dieses weitgehend fossilereen Schichtgliedes ist nicht geklärt. Am wahrscheinlichsten handelt es sich um den fensterförmigen unter der höheren tektonischen Ummantelung auftauchenden mittel- bis tief-obertriadischen Dolomitsockel der Mürzalpen-Decke.

Blatt 104 Mürzzuschlag

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf der Rax-Südseite auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von MAX BECKE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1990 wurden die Kartierungsarbeiten im Gebiet der Rax zwischen Waxriegel (nördlich Preiner Gscheid) Hirschwang, Kaiserbrunn und Großes Höllental aufgenommen. Als Kartengrundlagen standen vorerst die Karte von H. P. CORNELIUS (1936) sowie eine Kartierung des südlichen Randbereiches (Permoskyth und GWZ von W. BAUMGARTNER, 1971-73) zur Verfügung.

Nach einigen Übersichtsbegehungen des Plateaus und der Südseite wurde vor allem dem südlichen Hangfuß viel Aufmerksamkeit geschenkt. Es wurde nach Profilen bzw. Profiltellen von Gutensteiner, Reiflinger und Wettersteinkalk/Dolomit-Basis gesucht, wie sie unweit vom Gebiet der Heukuppe bekannt sind. Diesen Bemühungen war wenig Erfolg beschieden; nur ein zusätzlicher Aufschluß von Gutensteinern nördlich des Schwarzkogels am Südfuß des Jakobskogels konnte gefunden werden. Jedoch ist auch dieses Vorkommen von Gutensteiner Schichten in tektonischem Kontakt mit dem Wettersteinkalk ohne Hinweise auf Reiflinger, so wie unterhalb der Blechmauern, am Südfuß der Preinerwand und, soweit bis jetzt beobachtet, auch im Lahngraben zwischen Sängerkogel und Gsolhirn.

Eine hydrogeologische Beobachtung am Südfuß der Preinerwand verdient auch noch erwähnt zu werden: zwei nur wenige 100 m von einander entfernte Quellen in 1150-1200 m Seehöhe zeigen im Temperaturverhalten unterschiedliche Tendenzen. Eine Quelle schwankt vom Hochsommer bis zum Herbst zwischen 10°C und 8°C, während die andere eine vollkommen konstante Temperatur von 6,2°C aufweist, ein deutlicher Hinweis auf eine direkte Speisung mit dem Karstwasser der Rax.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von GERHARD W. MANDL

Im Berichtsjahr wurde das Umfeld des Schwarzatales zwischen den Nordostabstürzen des Raxplateaus und dem nördlichen und östlichen Kartenblattrand der ÖK 104 neu aufgenommen. Begehungen in Randbereichen

der Nachbarblätter dienten der Übersicht bzw. zur Vermeidung von „Blattrandstörungen“.

Flächenmäßig dominieren die Seichtwasserkarbonate der Wettersteinkalk-Plattform der Schneebergdecke. Sowohl Riff(schutt)fazies im Liegenden als auch Lagunenfazies im Hangenden ist vertreten. Liegendabschnitte des Riffkalkes können mehr oder weniger stark sekundär dolomitisiert sein, wobei die ursprünglichen Sedimentstrukturen völlig verloren gehen können. Im Umkreis von Kaiserbrunn ist in diesen dolomitisierten Anteilen an verschiedenen Stellen eine auffällige Einschaltung von roten, cm-geschichteten, durch Feinstdetrituslagen und Farbwechsel gebänderten Kalken zu beobachten. Diese Kalke bilden auskeilende Linsen oder füllen metergroße (?Karst-)Hohlräume. In letzterem Falle stoßen die Schichten diskordant und direkt an den seitlich angrenzenden Wettersteinkalk/dolomit, eine Auskleidung der Hohlräume durch Calcit-Tapeten wurde bisher nicht festgestellt. Schichtverbiegungen, Schichtauskeilen und Kleinfalten sind nicht selten (?Rutschstrukturen). Möglicherweise dokumentieren diese Einschaltungen ein episodisches Trokenfallen von Rifffteilen.

Soweit die bruchtektonische Zerstückelung eine grobe Abschätzung erlaubt, ist im Riffkalk (inkl. der dolomitisierten Anteile) mit Mächtigkeiten bis etwa 500 m, in der Lagune bis etwa 400 m zu rechnen. Die Hangendgrenze der lagunären Fazies ist erosiver Natur, wobei die erste bedeutende Abtragung bereits vorgosauisch erfolgt sein muß.

Zum Altersumfang des Wettersteinkalkes geben Dasycladaceen und Conodonten erste Anhaltspunkte:

In der Lagune gesellt sich zu der oft massenhaft auftretenden *Teutloporella herculea* erst relativ knapp unter der heutigen Erosionsoberfläche *Poikiloporella duplicata* – so etwa nordwestlich der Raxseilbahn-Bergstation und entlang der Forststraße westlich des Friedrich Haller-Hauses. Dieses Einsetzen entspricht nach heutigem Wissensstand etwa der Ladin/Karn-Grenze.

Die Liegendgrenze der Riff(schutt)fazies ist im bisher kartierten Abschnitt nur am Kalkalpensüdrand nördlich Hirschwang aufgeschlossen, die Situation ist allerdings nicht eindeutig. Über grauem Anisdolomit nördlich der Raxseilbahn-Talstation folgt ein schmales, durch Brüche zerstückeltes Band dunklen Gutensteiner Kalkes, das von der Jagdhütte auf 900 m Höhe knapp nördlich der Seilbahntrasse in das Schwarzatal hinabstreicht, dieses quert und dann gegen Südosten wieder bis 700 m Höhe hinaufziehend verfolgbar ist. Hangend schließt daran ein gelblichweißer, eigentümlich marmorartiger Kalk an, der keine Sedimentstrukturen erkennen läßt und vorläufig nach seiner Position mit Vorbehalt als Steinalmkalk bezeichnet wurde. Leicht zugänglich ist dieser Kalk in einem Steinbruch etwa 400 m NNE der Seilbahn-Talstation. Daran grenzt nun Wettersteinkalk bzw. -dolomit. Im Schwarzatal ist diese Grenze tektonischer Art und wird von steilstehenden, E-W-streichenden Brüchen gebildet. Der nördlich angrenzende Wettersteinkalk zeigt anfangs einen eher indifferenten, feinkörnigen Habitus ohne deutliche Riffstrukturen, stellenweise wittert Crinoidengrus aus. Ein erster Conodontentest blieb erfolglos. Auf der Südseite des Mittagsteins dagegen liegen „Steinalmkalk“, Wettersteinsriffdolomit und schließlich Riffkalk übereinander. Die Hangendgrenze des „Steinalmkalkes“ ist stellenweise aufgeschlossen und zeigt folgende Ausbil-

dung: Der Grenzfläche liegt eine etwa 0,5 m mächtige Breccie auf. Die eckigen, cm-großen Komponenten bestehen aus dem gleichen marmorartigen Hellkalk und schwimmen in einer Matrix aus kleinen Komponenten und rotem Kalk. Drucksuturen durchziehen das Gestein subparallel zur basalen Grenzfläche, bevorzugt entlang von Komponentengrenzen. Mit Abnahme der Korngrößen entwickeln sich daraus weitere 0,5 m eines graugelben, feinschichtigen Kalkes der rasch in eine luckige Rauhwacke übergeht. Auswitternde Komponenten sind graue, bis 5 mm große Dolomitbröckchen. Darüber folgen ca. 40 m graue Dolomite mit teils rauhwackigen Partien, teils Reliktstrukturen von Rifforganismen. Darüber ragt dann die Südwand des Mittagsteines mit etwa 400 m Wettersteinsriffkalk auf. Trotz der lagigen Internstruktur der Rauhwacke erscheint eine tektonische Bildung entlang eines Scherhorizontes nicht ausgeschlossen. Der „Steinalmkalk“ besäße damit eine tektonische Position analog zu den Kammerwand-Geyersteinschollen am östlichen Nachbarblatt. Es ist noch zu prüfen, ob sich hinter dem marmorartigen Habitus nicht eine völlig umkristallisierte pelagische Mitteltrias verbirgt wie in der Kammerwand.

Wo finden sich nun in der weiteren Umgebung Anhaltspunkte über die primären Verhältnisse an der Wettersteinkalk-Liegendgrenze? Sowohl auf der Schneeberg-Südostseite (ÖK 75) als auch am Gahnsplateau (ÖK 105), weiter im SW auch am Altenbergsteig (Heukuppe, ÖK 104) wird der Riffschuttalk von einer Beckenfazies unterlagert, wobei der sedimentäre Zusammenhang durch Einschüttungen von Plattformdetritus in den mikritischen (Hornstein-)Bankkalken eindeutig erkennbar ist. Die Basis dieser Beckenfazies ist sowohl am Gahns (N Lackaboden) als auch am Schneeberg (W Haltestelle Baumgartnerhaus der Zahnradbahn) mit *Gondolella bulgarica* zeitlich in das Mittelalpin zu stellen. Der hangende Grenzbereich zum Wettersteinkalk ist am Schneeberg und auf der Heukuppe durch eine Faunenvergesellschaftung von *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella inclinata* und „*Epigondolella mungoensis*“ gekennzeichnet und fällt damit ins Oberalpin.

Das Auftreten von tieftriadischen Schichten (Werfener Schiefer, Rauhwacken, Gutensteiner Kalk und Dolomit) kennzeichnet auch ein auffälliges Strukturelement innerhalb der Schneebergdecke, das W-E-streichende Störungsbündel vom Krummbachsattel zum Stadelwandgraben. Dieses Störungssystem streicht nicht nach SW durch den Stadelwandgraben in das Schwarzatal aus, sondern schneidet bei gleichbleibendem W-E-Streichen in den lagunären Wettersteinkalk. Diese, von tektonischen Rauhwacken begleitete Zerreibungszone wird dann durch eine NE-SW-verlaufende Verwerfung etwas nach Norden versetzt und erreicht schließlich als breite Rauhwacken- und Dolomitzone vom Osten her das Weichtalhaus.

Kurz angeführt sei hier noch die Gosauabfolge am Brettschacher nordöstlich Kaiserbrunn. Dem lagunären Wettersteinkalk liegt hier eine klastische Abfolge sedimentär auf, die von Hangend nach Liegend in drei Gesteinsgruppen gliederbar ist:

- a) Graubraune Sandsteine und sandige Mergel bilden eine aufschlußarme Verebnungszone. Proben aus Aufschlüssen entlang des Weges nördlich der Jagdhütte Brettschacher ergaben folgende arme und schlecht erhaltene Nannoflora (det. H. EGGER):

Probe 90/24 *Eiffellithus eximius*
Watznaueria barnesae
Quadrum gartneri
Altersbereich Turon bis Untercampan

Probe 90/25 *Calculites ovalis*
Watznaueria barnesae
Aspidolithus parvus

Altersbereich Santon bis Untercampan
Das vergleichsweise hohe Alter der Serie bei ihrer Position als jüngstes Schichtglied der Gosauabfolge über dem Orbitoidensandstein lassen Umlagerung möglich erscheinen.

- b) Gelblich-bräunlich-rötliche, mittelkörnige Kalksandsteine, selten mit Anhäufung von Orbitoiden, bilden kleine Wandstufen im Liegenden der Mergelserie.
- c) Die als Basisbildung bei der Kartierung ausgeschiedene Serie ist lithologisch recht heterogen aufgebaut, aber nur dürftig aufgeschlossen. Die genaue interne Abfolge ist daher unklar. Am auffälligsten ist das Basiskonglomerat aus gut gerundetem kalkalpinem Material. Daneben treten auch graubraune mürbe Sandsteine mit Pflanzenhäcksel auf, in denen Gastropoden, ein Echinidenrest und eine 5 cm große solitäre Koralle gefunden wurden. Graurote Kalksandsteine können sehr feinkörnig werden und enthalten lokal bis zu einige cm große Hornstein-konkretionen – ein Kuriosum bei Gosaugesteinen.

Neben gröberen siliziklastischen Sandsteinen nordwestlich des Haller Hauses konnte noch ein weiteres kleines Gosauvorkommen auf der Südflanke des Krumbachsteines gefunden werden. Dieses Basiskonglomerat dürfte nach Süden unter den Wettersteinkalk einfallen und eine lokale Aufschuppung innerhalb der Schneebergdecke markieren, die sich auch in der Faziesverteilung im Wettersteinkalk, in der Morphologie und in den Lagerungsverhältnissen weiterer Gosaureste am angrenzenden Blatt 105 Neunkirchen abzeichnet.

Das Gosauvorkommen am Fuße des Feichterberges östlich Hirschwang, welches bereits auf der Geologischen Karte Mürzzuschlag 1 : 75.000 von CORNELIUS verzeichnet worden war, konnte wiedergefunden werden. Es ist in den bisherigen Darstellungen flächenmäßig stark übertrieben, beschränkt es sich doch auf einen geringmächtigen Konglomeratkörper, der aus dem Schutt der darüber aufragenden Kalkwände ragt und nur 10 bis 20 m weit im Streichen verfolgbar ist. Die Komponenten erreichen Größen bis zu 10 cm und bestehen weitgehend aus Karbonaten, untergeordnet Werfener Schichten und Quarzgeröllen. Auffällig sind besonders Komponenten aus graubraunem Fossil-schuttkalk, der neben Lithothamnien- und Korallenfragmenten bereits mit der Lupe einen großen Reichtum an Foraminiferen erkennen läßt. Dünnschliffuntersuchungen stehen noch aus, makroskopisch gleicht dieses Gestein aber manchen Typen des paläozänen Kambühelkalkes. Das Konglomerat dürfte hier als tektonisch eingeklemmter Körper zwischen Werfener Schichten im Liegenden und Wettersteinkalk im Hangenden so wie auch weiter im Osten die junge, südvergente Rück-schuppung am Kalkalpensüdrand dokumentieren.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Wechselkomplex, im zentralalpinen Permomesozoikum und im Grobneiskomplex auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von ALOIS MATURA

Im Berichtsjahr wurde ein Gebietsstreifen entlang der östlichen Blattgrenze vom südlichen Blattrand bei Rettenegg bis an Steinhaus heran aufgenommen. Die Kartierung konnte sich dabei auf Arbeiten von H.P. CORNELIUS (1936, 1952), P. FAUPL (1970) und W. VETTERS (1970) stützen.

Als tiefste Einheit reicht der Wechselkomplex mit eintönigem, grauem, örtlich graphitischem Phyllit zwischen dem Sattel östlich Gr. Pfaff bis zum Sattel bei K1199 südöstlich Peterbauerkogel in das Blattgebiet. Der abfallende Rücken südöstlich Wetterkreuz (K1263) zeigt lichterem, grünlichgrauen, homogenen, feinkörnigen Metatuffit mit porphyrischem Gefüge durch mm-große detritäre Klasten von vereinzelt subidiomorphen, gefüllten Albiten, Hellglimmerschuppen und Epidot-Klasten. Vereinzelt sind Grünschiefer (Chlorit-Epidot-Albitphyllite) eingeschaltet. Nördlich des Grabens, der bei der Brücke südlich Mühlbauer von Osten in den Fröschnitzbach mündet, reicht pigmentierter Albitblastengneis ein wenig über den östlichen Blattrand herein.

Im Südosteck reicht über die Doppelhoferhöhe, den Kaltenbachgraben beim Gehöft Grabenurban bis zum Rücken östlich Prinzkogel die Kristallinserie von Waldbach in das Blattgebiet mit Paragneisen, einzelnen Hornblendeschiefer-Einlagerungen sowie größeren und kleineren Einlagerungen und Zügen von leucogranodioritischen Massen, die ausgedehnteste davon auf dem Rücken östlich Prinzkogel. Wenige Meterzehner weit reicht auch der grobkörnige Metagranit von Herrenstein in das Blattgebiet. Die Kristallinserie von Waldbach und der Granit von Herrenstein treten mit dem Wechselkomplex im Blattgebiet nicht in Berührung.

Zentralalpines Permomesozoikum überlagert mit westlichem Einfallen und diskordantem Kontakt zunächst aufrecht Wechselkomplex und Kristallinserie von Waldbach und formiert sich zu einem unterschiedlich breiten Gebietstreifen, der im Zuge dieser Neuaufnahme entlang der östlichen Blattgrenze zunächst vom Blasenkogel an der südlichen Blattgrenze bis in den Bereich von Steinhaus im Norden verfolgt werden konnte. Den transgressiven Charakter der Auflagerung haben schon P. FAUPL und W. VETTERS 1970 festgestellt.

Die Serie beginnt im Liegenden mit weichem, dünnblättrigem Sericitphyllit und Quarzphyllit der Verrucano-Formation. Größere Mächtigkeiten erreicht diese Formation östlich Prinzkogel, im hinteren Gr. Pfaffenbachgraben und beim Jh. Peterbauer im Fröschnitztal. Im Sattel südöstlich Peterbauerkogel, am Rücken nördlich des Stuhlecker Baches und beim Jagdhaus im hinteren Gr. Pfaffenbachgraben ist an der Basis eine Metabreccie mit polymikten, ausgewalzten lithischen Komponenten (z.T. graphitisch pigmentierter Glimmerquarzit, Metaarkose) eingeschaltet. Eher im Hangenden tritt schiefriger Porphyroid auf. Die maximale Mächtigkeit dürfte örtlich ursprünglich mehrere Meterzehner betragen haben. In der Ostflanke des Fröschnitztales östlich Jh. Peterbauer sind den Verrucanoschiefern,

vermutlich tektonisch bedingt, mehrere größere Rauhwacke- und Quarzitkörper eingeschaltet.

Darüber folgt grünliches Metakonglomerat mit Feldspat- und bunten Quarzkomponenten. Ob diese Formation noch zum jungpaläozoischen Verrucano zu zählen ist – es gibt nämlich mitunter Metakonglomerat-Einschaltungen innerhalb des Verrucano-Phyllites, die allerdings auch tektonisch bedingt sein können – oder zum skythischen hangenden Semmeringquarzit gehört, wie dies von P. FAUPL und W. VETTERS 1970 dargestellt wurde, ist unklar.

Ohne scharfe Grenze geht das Metakonglomerat in lichten bis blaßgrünlichen, meist gebankten Quarzit über, der örtlich Nester oder Streifen mit Geröllen besitzt oder auch massig ausgebildet sein kann. Die maximale Mächtigkeit dürfte mehrere Meterzehner betragen haben.

Der darüber folgende, im allgemeinen mitteltriadische Karbonatkomplex beginnt im Liegenden mit Rauhwacke. Sie enthält häufig Tonschieferbruchstücke. In der Südwestflanke des Peterbauerkogels ist Rauhwacke, vermutlich auch tektonisch bedingt eng mit schwarzem Tonschiefer verbunden. Ob die mit Karbonat verfestigte Tonschieferbreccie, die hinter der Böschungsbefestigung in der Straßenbiegung südwestlich Reithbauer aufgeschlossen ist und damit im Grenzbe- reich zwischen Quarzit und den mitteltriadischen Karbonatgesteinsmassen liegt auch ursprünglich in diese Position gehört oder vielleicht auch eine Hangbreccie vorliegt, ist noch nicht geklärt. Die Dolomit- und Kalkmarmor Massen im Gebiet Heißenkogel – Reithbauerhöhe und im Bereich des Pfaffensattels weisen starke Durchbewegung und Durchmischung auf, die eine kartierungsmäßige Trennung für den vorgesehenen Druckmaßstab 1 : 50.000 sinnlos macht. Der ausgewalzte, meist laminierte Kalkmarmor umfließt die etwa Meterzehner messenden, spröderen Dolomitmarmor-Schol- len, die dann meistens als rauhwackige Dolomitbreccie vorliegen und sich kaum von der basalen Rauhwacke unterscheiden. Weniger stark tektonisch zerlegt sind die Karbonatgesteinsmassen, die von Osten über den Erzkogel – Peterbauerkogel – Rücken bis zum unteren Hasental im Westen reichen. Dort dominiert dunkler, meist dm- bis m-gebankter Dolomitmarmor, dem örtlich Kalkmarmorpartien eingeschaltet sind, im Grenzbe- reich vereinzelt rauhwackige Dolomitbreccien.

Auf eine grusig zerfallende Erscheinungsform des Semmeringquarzites haben schon H.P. CORNELIUS (1952), M. KIRCHMAYER (1960, 1961), P. FAUPL (1970) und W. VETTERS (1970) hingewiesen und über dessen Entstehung gerätselt. Dieser Quarzittypus konnte nun innerhalb dieses inversen Flügels von dem bei P. FAUPL und W. VETTERS 1970 erwähnten Vorkommen am Pfaffensattel und im Kl. Pfaffengraben bis in den Ortsbe- reich von Rettenegg verfolgt werden und dürfte für die sanfte Hangneigung im Fuß der nordwestlichen Talflanke oberhalb Rettenegg, die mit einem soliden Quarzituntergrund nur schwer vereinbar wäre, verantwortlich sein. Folgende Aufschlüsse konnten gefunden werden: Anriß bräunlich grusigen Sandes im Gerinne des Reithbaches unterhalb des Gh. zur Post in Rettenegg, weniger günstig entlang der Straßenböschung südlich der Pfarrkirche von Rettenegg, bräunlichgrusiger Sand auch in einem Stollen im östlichsten Ortsteil von Rettenegg im äußersten Westfuß des Retteneggkogels, ein Böschungsanriß östlich unterhalb des Gehöftes Schatt-

hofer, lichtgrauer Sand mit undeutlicher primärer Bänderung in Sandgrube am Ausgang des Zwieselbachgrabens gegenüber der Mühle beim Wh. Ebner, künstlicher Weganriß beim Jagdhaus am Ausgang des Maisbaches, schließlich in der Böschung entlang der Straße zum Pfaffensattel nach Norden eine Reihe instruktiver Aufschlüsse, die jene von P. FAUPL und W. VETTERS beschriebene eindeutige Bindung dieser Vergrusung an die sedimentäre Schichtung des Quarzites zeigen. Diese Vergrusung ist daher wohl primär-sedimentär bedingt und vielleicht durch Auslaugung eines ursprünglichen Bestandteiles entstanden. Bei der Abzweigung der Forststraße in 1120 m Höhe vom südlichen Anstieg der Straße auf den Pfaffensattel sind im Quarzit im Verband mit den vergrusteten Streifen schichtparallele, mm-dünne Schwerspat-Zeilen zu sehen.

Im Westen schließt zwischen Pfaffensattel und Rettenegg ein inverser Flügel der zentralalpiner Permomesozoika mit Semmeringquarzit und örtlich Geröll oder Porphyroid führenden Verrucanoschiefern an.

Im westlich Hangenden folgt schließlich das Stuhleck-Kristallin. Der Grenzbereich ist durch eine ausgeprägte Phyllonitzone markiert. Die Grenzfläche springt bei Rettenegg deutlich nach Westen, entweder durch eine Versetzung an einer Störung oder durch eine Verfaltung dieser Grenzfläche hervorgerufen. Die genannte Störung müßte dann als linkssinnige Störung vom Südrand des Ortsbereiches von Rettenegg gegen Osten über die SSE-Schulter des Retteneggkogels in das Innere Rettenegg ziehen. Das Kristallin wird im bisher kartierten Bereich von Glimmerschiefer und Paragneis dominiert. An der östlichen Basis sind, im Süden im Bereich Zwieselbachgraben mit einzelnen Einschaltungen beginnend und gegen Norden zu allmählich zahlreicher und mächtiger werdend, Bänderamphibolite den Glimmerschiefern eingelagert. Sie schwenken gegen Norden zu mit der Basisfläche des Kristallins von W-Fallen in S-Fallen ein und queren den Arzbergrücken auf 1 km Breite gegen Westen.

H.P. CORNELIUS (Blatt Mürzzuschlag) und P. FAUPL 1970 haben in ihren Karten im Bereich des Jh. Peterbauer im Fröschnitztal irrtümlich eine keilförmige Fortsetzung des Stuhleck-Kristallins gegen ENE in den Rücken des Peterbauerkogels eingetragen. Wie bereits oben erwähnt ist hier vielmehr zwischen dem Wechselkomplex im Liegenden und dem Semmeringquarzit des Peterbauerkogels im Hangenden eine ein- bis zweihundert m mächtige Verrucanoschiefer-Folge mit mächtigen Rauhwacke-Einlagerungen vorhanden. Die Kristallinmasse reicht zwar südlich Jh. Peterbauer weit den südwestlichen Hangfuß hinunter, überschreitet aber nicht die Sohle des Fröschnitztales!

Der wegen seiner Grobkörnigkeit auffällige, von H.P. CORNELIUS 1930 gefundene Porphyroid vom Hasental ist im hintersten Hasental als m-dünne Lamelle, meist nur in Form von Blöcken oder Lesesteinen, innerhalb der Bänderamphibolit reichen Zone gegen Osten bis in den Osthang des Arzbergrückens verfolgbar. Weiter gegen Westen liegt der Paraserie die Grobgnéismasse der Pretul auf, durchsetzt vor allem im Liegenden von zahlreichen, Meterzehner breiten Leucophyllitonen. Der Grobgnéis zwischen Südrand und Kaltenbachgraben ist dort im Verband mit mehreren Gabbroamphibolitkörpern.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
im Kristallin
auf Blatt 104 Mürzzuschlag**

Von AXEL NOWOTNY

Bei der Frage, welche Teile des zentralalpinen Permomesozoikums des Semmeringgebietes, insbesondere jener Vorkommen zwischen Steinhaus und Rettenegg, zum Grobgneiskomplex, welche zum Wechselkomplex zu zählen seien, sind A. TOLLMANN, P. FAUPL und W. VETTERS zu differenzierten Lösungen gekommen. Beim Überblick über das bisher neu kartierte fällt dazu auf: der Muldencharakter der relativ breiten Entwicklung des zentralalpinen Permomesozoikums zwischen Pfaffensattel und Rettenegg, die Phyllonitzone an der Basis des westlich hangenden Grobgneiskomplexes und die diskordante Abscherung der N-fallenden, aufrechten Verrucano-Quarzit-Dolomit-Folge im Bereich des äußeren Fröschnitztales durch den Grobgneiskomplex im Bereich des Arzbergrückens.

Dadurch, daß der erwähnte Kristallineil ENE Jh. Peterbauer im Fröschnitztal nicht existiert, die Untergrenze des westlich hangenden Grobgneiskomplexes also viel glatter an dem Tripelpunkt zwischen Wechselkomplex/Semmering-Mesozoikum/Grobgneiskomplex vorbeiführt, ist die tektonische Verknüpfung von Grobgneiskomplex mit dem Großteil des Semmering-Mesozoikums, wie sie etwa A. TOLLMANN vertritt, weit weniger zwingend geworden. Es ergibt sich der Eindruck, daß bei den bisherigen Interpretationen der komplizierten tektonischen Struktur des Semmeringgebietes die Annahme einer eigenständigen permomesozoischen Sedimentdecke zu wenig in Betracht gezogen worden ist. Dabei wären doch die Verrucanoschiefer, die das Semmering-Mesozoikum auf weiten Strecken nicht nur im Liegenden sondern auch, tektonisch bedingt, im Hangenden begleiten und gleichsam umhüllen als tektonische Ablösungszone ideal geeignet gewesen. Versucht man allerdings die Intensität der Verformung im Liegenden der permomesozoischen Sedimentdecke mit jener im Hangenden zu vergleichen, so belegt die Phyllonitzone an der Basis des Grobgneiskomplexes, daß die Hauptbewegungsfläche eher dort und weniger innerhalb, bzw. im Liegenden des Permomesozoikums zu suchen ist, daß also eher eine primäre Bindung des Permomesozoikums an den Wechselkomplex + Kristallin von Waldbach anzunehmen ist.

Mehrere bemerkenswerte Sackungsmassen wurden festgehalten. So zeigt der Kl. Pfaff – der früher vielleicht höher als der heutige Gr. Pfaff gewesen sein mag – im Gipfelbereich musterhafte, in mehreren Staffeln und sichelförmig angeordnete Zerrspalten. Der südwestlich anschließende Hangbereich ist abgeglitten. Markante Zerrklüfte zeigt auch der im Westen an den Quarzit anschließende Karbonatgesteinszug. Ob der "Steinkorb", die große Hangnische südlich des Stuhleckgipfels, eine glazial überprägte Rutschmasse darstellt, muß noch geklärt werden. Eine ausgedehnte Rutschmasse liegt ferner im Nordosthang des Zwieselbachgrabens vor. Die Talenge zwischen Rettenegg und Wasserstadt ist durch die Rutschmasse verursacht worden, die im Nordwestfuß des Kaltenegg im Bereich des Gehöftes Scheibenbauer abgegangen ist.

In der Talweite nordöstlich von Rettenegg zeigen die Hangschuttmassen in den tieferen Bereichen der nordwestlichen Flanke mehrere Niveaus von Erosionskannten; vor allem jene in etwa 905 m und 890 m Höhe sind bis mehr als 2 km weit verfolgbare.

Im Berichtsjahr wurden Revisionsbegehungen im Bereich zwischen Bärenriegel – Griebeliten und Altenbergtal nördlich des Preiner Baches und des Raxenbaches durchgeführt.

Die tiefsten Anteile im kartierten Gebiet bilden die schroffen Felswände entlang des Raxenbaches, welche von Semmeringmesozoikum (Kalk, Dol und Rauhwacke) aufgebaut werden. Gegen N folgt Quarzit welcher sich vom Fuß des Eselberges gegen E bis in das Gebiet E des Koglergrabens verfolgen läßt. Einschaltungen von Metakonglomeratschichten finden sich innerhalb dieses Bereiches W vom Staudenpeter. Sie scheinen ident den Vorkommen am Reitsteig südlich des Raxenbaches zu sein.

Es folgt gegen N ein morphologisch gut abzugrenzender Streifen von Tattermannschiefer. Aufschlüsse fehlen in diesem Bereich nahezu vollkommen.

Nördlich treten Gesteine der Veitscher Decke auf. Es handelt sich dabei um Schiefer mit einzelnen Phyllitlagen und im Bereich NE Sonnleitner konnten Kohleschmitzen beobachtet werden. Nahezu durchgehend sind in dieser Einheit Konglomerate angetroffen worden. Typische Ausbildungen der Konglomerate, mit 1–2 cm Durchmesser der Geröllkomponenten in einer dunkelgrauen–braunen Matrix, bilden die Härtlingsrücken dieses Gesteinspaketes. Nördlich Zusser wurden feinkörnige Konglomerate beobachtet, welche in der Ausbildung der Komponenten als auch der Matrix dem Silbersbergkonglomerat besonders am Eselberg Kt. 1050 ähnlich sind. Die Möglichkeit, daß es sich dabei um eine abgesetzte Scholle von Silbersbergkonglomerat handelt, ist nicht auszuschließen.

Hangend der Veitscher Decke folgen die Gesteine der Norischen Decke. Sie bilden den Hauptteil des kartierten Gebietes und zeigen ihre mächtigste Entwicklung im Altenbergtal. Es handelt sich hangend des Karbons der Veitscher Decke um eine Schiefer und Konglomeratfolge mit Einschaltungen von Grünschiefer. Die Konglomerate sind am Eselberg und Arzberg prächtig ausgebildet, zeigen 1–2 cm Durchmesser der Komponenten, und sind dem Karbonkonglomerat sehr ähnlich. Weitere Einschaltungen sind innerhalb der Silbersbergserie Porphyroid nahe dem Grenzbereich zur Veitscher Decke im Altenbergtal und Riebekitgneis, welcher vom Sitzbühel bis W vom Mitterbachgraben zu beobachten ist. Entgegen der Karte Blatt Mürzzuschlag von H.P. CORNELIUS (1936), tritt dieses Gestein nicht als durchgehendes Band sondern als teilweise stark versetzte Schollenreihe auf. Im Bereich Brandberg sind in diesem Gestein Vererzungsspuren an Klüften zu beobachten.

Hangend tritt südlich des Bärenkogels Grünschiefer auf, welcher sich von den üblichen Einschaltungen innerhalb der Silbersbergserie durch massigeren Habitus unterscheidet und von dieser durch eine Mylonitzone getrennt zu sein scheint. Weitere Grünschiefer dieser Einheit sind W des Gasthofes Paier im Altenbergtal E vom Gehöft Kolbacher, im Gflötzwald und schließlich beim Raxhof im Griebelitengraben.

Zwischen der Silbersbergeinheit beziehungsweise Grünschiefereinheit und dem Permomesozoikum der nördlichen Kalkalpen tritt Blasseneckporphyroid auf. Es handelt sich um einzelne Körper, die von meist grünlichen und grau gebänderten Schiefer getrennt sind. Durchwegs ist eine diskordante Lagerung festzustellen. H.P. CORNELIUS zählt die hellgrünen Schiefer zu Werfener Schichten, die meist grau und gebänderten Typen mit Lyditeinschaltungen zu Radschiefer. W. WASSERMANN (1983) stuft beide Schieferhorizonte in das Altpaläozoikum ein und gliedert innerhalb der Schiefer noch Tuffit ab. Wie bereits im Aufnahmebericht 1985 festgestellt, sind einzelne dieser Schiefer kaum vom Porphyroid abzugrenzen und zeigen einen allmählichen Übergang. Eine genauere Untersuchung dieses Problems steht noch aus.

Als hangendstes Schichtglied dieser Gesteinsserie treten im Bereich Mitterbachstall Quarzite auf. Darüber folgen meist von Karbonatblockwerk überrollte Werfener Schichten. Ein etwas detailliertes Profil findet sich entlang einer Lifttrasse unmittelbar bei der Jahnütte mit Rauhwacke, dunklem Kalk und Schiefer. Das Auftreten von Gips konnte am Fußweg von der Karreralm zur Jahnütte und vom Waxriegelhaus zum Griebbleitengraben beobachtet werden.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Kristallin südlich von Mürzzuschlag auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von MANFRED ROCKENSCHAUB

Im Jahre 1990 wurde das Gebiet S Mürzzuschlag bis zum Kamm Pretul – Steinriegel zwischen Auersbach im E und Pretulbach im W kartiert.

Im Talbereich und in den unmittelbar S anschließenden Hängen stehen vor allem die tertiären und quartären Sedimente an. W des Gehöftes Lammer leiten mächtigere Verlehmungen vom Hangschutt in die grauen, tonigen Sedimente des Tertiärs über, die gut gerundete Gerölle von Grobgnais beinhalten. W des Gehöftes Irgbauer stehen Grobschotter (ca. 6–8 m mächtig) an, die sich SW des Ganztals fortsetzen.

Im Nahbereich SE des Mürztales sind Karbonatschollen unterschiedlicher Lithologie und Mächtigkeit in das Kristallin eingeschuppt. Die größte Scholle baut den 1176 m hohen Bärenkogel auf. Es sind dies hauptsächlich weißgraue bis graue, tw. gebänderte, feinkristalline Kalkmarmore mit kleineren dolomitischen Bereichen. An der Basis dieser Scholle (SW des Gehöftes Kogelbauer) ist eine Linse von Semmeringquarzit erhalten. Weitere kleinere Karbonatvorkommen befinden sich am Rücken W des Bärenkogels. Auch sie bestehen überwiegend aus feinkristallinen, weißgrauen, tw. gebänderten Kalkmarmoren. Im Liegenden Bereich treten oft rotbraune Rauhwacken, graue Dolomite, aber auch wenige, gering mächtige Züge von schwarzen feinkristallinen Kalkmarmoren auf. Weitere Karbonatvorkommen wurden NE des Ganzbaches beim Gehöft Irgbauer und N des Gehöftes Lammer auskartiert. Es handelt sich auch hier wieder um schwach metamorphe Kalke und Dolomite. Der Karbonatzug NE des Gehöftes Lammer wird von grusig zerfallendem Semmeringquarzit unterlagert. Eine kleine Kalkrippe E Irgbauer wird von einer im Graben verlaufenden Störung abgeschnitten. Im

Graben steht graues, toniges Tertiäres an, das vereinzelt gut gerundete Grobgnaisgerölle enthält. Die S des Pretulbaches (Wolfbauerhöhe) gefundenen Kalke sind mit Semmeringquarzit und Porphyroid vergesellschaftet. Es dürfte hier eine inverse Lagerung vorliegen. Der Porphyroid ist zum Teil massig und tw. mehr oder weniger verschiefert. Untergeordnet enthält er Schmitzen von Chloritschiefern.

Im Pretulgraben, in 1060 m SH lagert ein mittelkörniger Marmorxenolith im Grobgnais. Unter dem Mikroskop zeigt dieser neben Kalzit auch etwas Quarz, Plagioklas und linsige Aggregate, die aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat bestehen. Ein weiterer Einschluß von Nebengestein, nämlich ein Paragneisxenolith (ca. 15 m langer Aufschluß) wurde an der östlichen Talflanke des Ganzbaches in 1020 m SH kartiert.

Ein großes Areal nehmen die Grobgnais ein, die alle Übergänge von eher massigen Granitgnais bis zu intensiv geschieferten und rekristallisierten Myloniten (Weißschiefern) zeigen. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Hellglimmer und bereichsweise Biotit. Weniger deformierte Partien kommen vor allem in den zentralen Bereichen des Grobgnaiskörpers vor. Sie sind jedoch auch hier von zahlreichen Weißschiefern zerschert, deren Mächtigkeit vom Millimeter- bis zum Meterbereich reicht. Die Intrusion der Granite erfolgte überwiegend parallel zur Schieferung, tw. folgte sie auch dem Kluftsystem. Im Nahbereich der Intrusion treten lokal Quarzgänge auf, die bis zu 2 m Mächtigkeit erreichen. Meist trifft man den Quarz jedoch nur als Blockwerk im Schutt an; z.B. NW Peterbauer Steinriegel, Steinriegel, W der Amundsenhöhe, um das Gehöft Ungersbacher und NW der Ganzalmhütte.

Ein kleineres Vorkommen von feinkörnigem, massigem Granit, das im Grobgnais steckt wurde ca. 1 km E des Gehöftes Poldlbauer im Hang S des Auersbaches kartiert.

Die Glimmerschiefer (= Quarzphyllit nach CORNELIUS) sind wechselhaft zusammengesetzt. Es überwiegen die hell- bis dunkelgrauen Glimmerschiefer, die hauptsächlich aus Muskowit und Quarz bestehen. In wechselnder Menge treten Chlorit und Biotit in Erscheinung. Manchmal führen sie auch kleine Albitblasten. N des Grubbauers und W des Steinriegels enthalten sie reichlich Granat von ca. 5–10 mm Durchmesser. Ein dunkler biotitreicher gneisiger Zug wurde S des Gehöftes Strauß im Pretulgraben kartiert. Unter dem Mikroskop zeigen diese Gesteine zum Teil Sillimanit, Staurolith und Chloritoid, wobei der Chloritoid teilweise retrograd aus dem Staurolith entstanden ist. Auch im Bereich Hirnriegel – Höllgraben treten ähnliche Gneise auf, die von kleinen Chloritgneiszügen begleitet werden, die tw. von Amphiboliten abzuleiten sein dürften. Die Sillimanit und Staurolith führenden Gesteine dürften den von CORNELIUS beschriebenen Treibachschiefern entsprechen.

Eine Besonderheit sind auch die lokal auftretenden extrem turmalinreichen Gesteine W und SW des Steinriegels und NNE des Hirnriegels. Der Turmalin wurde röntgendiffraktometrisch als Dravit identifiziert. Lazulith wurde etwas W des Gehöftes Fürstenbauer zusammen mit Gangquarz und Weißschiefern gefunden. Die röntgendiffraktometrische Untersuchung erbrachte Quarz, Lazulith und Fluorapatit als Mineralbestand.

Die Gesteine des Kartierten Gebietes fallen überwiegend flach bis mittelsteil gegen W bis NW ein. Die Streckungslineare streichen in den Grobgneisen recht einheitlich NE-SW. Seiten lassen sich E bis SE vergente Falten beobachten, die zum Teil eine intensive Achsenebenen parallele Schieferung zeigen.

Blatt 106 Aspang

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang

Von GERHARD FUCHS

Im Berichtsjahr wurde das Gebiet Grimmenstein – Edlitz – Thomasberg – Wiesfleck – Thal – Gleichenbach – Hollenthon – Lichtenegg – Kaltenberg kartiert.

Südlich des Scheiblingkirchner Fensters besteht das Kristallin zunächst ausschließlich aus Glimmerschiefern, die mittelsteil gegen SE abtauchen. Kleine Körper von Grobgneis wurden N Wolfshof und NW Lichtenegg angetroffen. Die Hauptmasse des Grobgneis überlagert die Glimmerschiefer erst im Bereich Thomasberg – Sonnleiten – Winterhof – S Lichtenegg – Adamermühle. Von hier setzt die Granitgneisreiche Zone über Kühbach – Thal – Lebenriegel – Mitereck nach Gleichenbach fort. Außer dem typischen porphyrischen Grobgneis begegnet man auch klein- bis mittelkörnigen, nicht porphyrischen Typen (z.B. Lebenriegel und S Reitbauer). Übergangstypen mit vereinzelt Feldspateinsprenglingen zeigen, daß auch diese Granite zum Grobgneisverband gehören. Gänge von fein- bis mittelkörnigem Granit im porphyrischen Grobgneis deuten auf einen jüngeren Nachschub hin (beobachtbar im Graben SW vom Judenbauer). Der angegebene Raum bis zur Tertiärmulde von Krumbach baut sich aus großen und kleineren Grobgneiskörpern und eingeschalteten Zungen von Hüllschiefern auf. Der komplizierte Grenzverlauf zwischen diesen Gesteinen deutet darauf hin, daß die einst unregelmäßigen Granitintrusionen, später mit ihrem Nebengestein gemeinsam in den unterostalpinen Bau eingeschichtet wurden. Die Kompliziertheit des Gebietes wird noch dadurch gesteigert, daß der Grobgneis-Hüllschieferkomplex von Verrucano transgrediert wurde, welcher ebenfalls mit verfaltet ist. Ein kleines Vorkommen von Verrucano fand sich ca. 500 m E der Ruine Thomasberg. Sehr ausgedehnt ist hingegen das Vorkommen von Wiesfleck – Ebenhofer Höhe – Ransdorf. Die in diesem Verrucano sehr verbreiteten Porphyrmaterialschiefer wurden von TOLLMANN (1975, Fig. 2) für Grobgneis einer höheren Decke gehalten. SW vom Tschudihof fand sich ein kleines Verrucano-Vorkommen, welches wohl durch die Erosion von dem oben behandelten getrennt worden ist. 700 m SE von Amlos und im Bereich Grubbauer – Nestbauernriegel – Ortbauer finden sich weitere z.T. ausgedehnte Verrucano-Vorkommen. Der Gesteinsbestand ist von Vorkommen zu Vorkommen recht unterschiedlich: lichte, plattige Porphyroide-Porphyrmaterialschiefer, grüngraue Glimmerschiefer mit unsortierter Einstreuung von Quarz- und Feldspatgeröllen, graue Quarzite mit Konglomeratführung und Serizitreiche Schiefer sind besonders typisch. Daneben fanden

sich auch Aplitgneise, Amphibolit und Diabas-artige Grungesteine, Biotit-Hornblendegneise sowie Biotit-schiefer. Diese Gesteine fanden sich im Verband mit den obigen charakteristischen Verrucanogesteinen (besonders nahe der Liegendgrenze). Sie weisen auf einen basischen bis intermediären Vulkanismus hin.

W vom Reitbauern wurde ein 600x400 m großer Stock von mittel- bis grobkörnigem Metagabbro bis -diorit entdeckt. Dieser basische Magmatit steckt im Grobgneis-Hüllschieferkomplex.

Der Landseer Semmering-Quarzitzug, welcher den südlichen Rahmen des Wiesmather Fensters bildet, wurde im Bereich Ameisberg – Saurüssel E Hollenthon auskartiert. Wie beim Scheiblingkirchner Fenster besteht auch hier die über dem Semmering-Quarzit folgende Grobgneisserie zunächst aus Glimmerschiefer (Spratzbachtal – Spratzeck). Die Granitgneise überlagern erst weiter im S (Mittereck – Gleichenbach).

Außer diesen Arbeiten in der Südhälfte des Blattes wurde in dessen Ostteil der Bereich von Wiesen aufgenommen. Es zeigte sich dabei wieder, daß die Glimmerschiefer, welche das Wr. Neustädter Fenster im Rosaliengebirge aufbauen, von den Hüllschiefern der Grobgneisserie lithologisch nicht zu unterscheiden sind. Ich betrachte sie daher nicht wie TOLLMANN (1975) als Wechselschiefer sondern als liegende gebliebene Stirnschuppe der Kirchberger Decke (Sauerbrunn-Schuppe).

Die Basis der Kirchberger Decke wird durch eine Schollenkette von Semmering-Karbonaten markiert. Die Schollenzone quert von W her den Kamm des Rosaliengebirges N vom Krieriegel, zieht in die orogr. rechte Flanke des Kohlstattgrabens und setzt in das Tal des Hochbergbaches fort. Semmering-Quarzit baut den Kogel von Wiesen auf und findet sich in zwei kleineren Schollen E davon. Semmering-Karbonate treten als kleine Schollen im südlichen Ortsbereich von Wiesen und in einer Scholle nördlich des Blumaugrabens (NE P473) auf.

S von Wiesen wird das Semmering-Mesozoikum von Grobgneis begleitet, eine Karbonatscholle findet sich sogar mitten im Grobgneis. Dies spricht für starke tektonische Durchmischung der Gesteinsserie, die den Rahmen des Wr. Neustädter und Forchtenauer Fensters bildet. Hingegen ist die Grobgneismasse Krieriegel – Rosalia, welche sanft gegen SW abtaucht, von der Schollenkette von Semmering-Mesozoikum durch eine Hüllschieferzone getrennt.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang

Von ALFRED PAHR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde der westlich von Unterhaus gelegene Bereich Hauswald – Kraxenberg – Heißenberg sowie die durch den Zöbern- und Lambach geschaffenen Aufschlüsse untersucht.

Mehrere Forststraßen erschließen diesen größeren Grobgneiskomplex. Zahlreiche, größtenteils aufgelassene Steinbrüche an der Straße durch das Zöberntal sind in kataklastischen, tiefgründig verwitterten Grobgneis wechselnder Korngröße angelegt. Ein neuerer Steinbruch im Lambachtal etwa 750 Meter westlich von

Unterhaus läßt die Durchdringung einer kleineren Scholle von Glimmerschiefern (Hüllschiefer des Grobgnaises) mit dem granitischen Neosom trotz der nachträglichen Zerschering noch erkennen.

Der (asphaltierte) Güterweg von Pkt. 536 (im Zöberntal) zum Kraxenberg führt in ca. 600 Meter Seehöhe an einem sichtlich neu angelegten Steinbruch vorbei, der ein interessantes Phänomen aufweist:

Hier wurde Grobgnais durch massenhaft auftretende Quarzlösungen lagenweise aufgelöst, z. T. auch vollständig aufgezehrt, sodaß größere Bereiche aus Quarzit bestehen. Möglicherweise sind die sauren Mobilisate der nahen Wechsel-Ostrandstörung zuzuschreiben.

Gegen die Ortschaft Zöbern zu sind zwischen Kraxenberg und Winkelbauer größere Bereiche von Hüllschiefer vorhanden, denen im Raum Pichl und Voswald beiderseits des Schlager Baches ein Komplex von mittelostalpinem Kristallin (Sieggrabener Serie) auflagert.

Er besteht größtenteils aus Amphibolit (mit und ohne Granatführung) und tektonisch eingeschalteten Lagen von Granatbiotitgneis unterschiedlicher Korngröße.

Westlich und östlich des Schlager Baches sind darin geringmächtige Schollen von grobkörnigem Marmor eingeschaltet. In der westlichen Scholle besteht ein kleiner Steinbruch.

Am östlichen Ortsende von Zöbern ist an dem zum Winkelbauer führenden Güterweg eine etwa 10 Meter mächtige Feldspatlage in Schiefergnais durch einen künstlichen Aufschluß sichtbar geworden.

In der Südwestecke des Blattes sind durch den Autobahnbau (A2) eine Reihe von Aufschlüssen entstanden. Östlich vom Fuchshof ließen sich ein staffelförmiges Absinken des Kristallins (Grobgnaisseinheit) gegen Osten zu erkennen. Knapp westlich des Autobahneinschnitts ragt aus den Hüllschiefern eine kleine Scholle von Albitgneis der Wechseleinheit heraus, der darauf angelegt gewesene kleine Steinbruch ist jetzt allerdings eingeebnet, sodaß nur mehr Lesesteine von Albitgneis nachzuweisen sind.

Das östlich des Autobahneinschnitts anschließende Tertiär (Sinnerdorfer Schichten, feinkörniger Basis-komplex) enthielt einige Schmitzen von Glanzkohle.

Die detaillierte Begehung des Tertiärbereiches weiter nach Westen zu ergab die Auffindung weiterer, z. T. anstehender Kristallinvorkommen: Nordwestlich des Fuchshofes ragen Hüllschiefer durch die Sinnerdorfer Schichten, ein davon ausgehender Geländesporn mit Lesesteinen von Grobgnais zieht bis zu den entsprechenden Aufschlüssen im Autobahneinschnitt hangabwärts nach Süden.

Die lithologische Übereinstimmung von Sinnerdorfer Schichten und anstehendem Kristallin (Grobgnaisserie) ergibt im Zusammenhang mit den schlechten Aufschlüssen größere Schwierigkeiten in der jeweiligen Zuordnung.

Nordwestlich von Zöbern ist im Tertiärbereich häufig die „Zöberner Brekzie“ (WINKLER-HERMADEN) vorhanden. Es handelt sich um ehemaligen Murenschutt, der infolge kompakter Lagerung und geringer Zurundung der monomikten Komponenten oft nur schwer von anstehendem, verwittertem Grobgnais zu unterscheiden ist.

Die Autobahnaufschlüsse weiter gegen Norden ergaben zunächst nur kleinere Grobgnaisvorkommen, meist ist die Trasse in Sinnerdorfer Schichten eingeschnitten.

Knapp östlich vom „Feiglwirt“, an der Umbiegung der Trasse nach Osten, sind zunächst Hüllschiefer des

Grobgnaises, u. a. auch stark vergrünte Metabasit-schmitzen, weiter nach Norden durchwegs Grobgnais vorhanden.

Westlich des „Feiglwirt“ erstreckt sich bis zum Blattrand ein größerer Bereich von Permoskyth (mit Porphyroid), in dessen Bereich die Weißerdelagerstätte von Aspang gelegen ist. Hier sind größere Abbaue (Tagbau) und entsprechende Halden vorhanden.

Am (westlichen) Blattrand taucht dann noch die Wechseleinheit (Albitgneis) in einem Streifen westlich der Aspangbahn auf.

Blatt 112 Bezau

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen am Kalkalpennordrand auf Blatt 112 Bezau

Von UDO DIEDRICH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Ziel des Kartierauftrages ist die Aufnahme des Kalkalpennordrandes gegen die Vorarlberger Flyschzone zwischen Seewaldtobel und Toblermannskopf. Als Unterlage diente eine Kopie der topographischen Karte Blatt 112 Bezau im Maßstab 1 : 10.000. Die Arbeiten konnten im Sommer 1990 weitgehend abgeschlossen werden; einzelne Teilbereiche bedürfen jedoch einer Überarbeitung.

Das Gebiet umfaßt den Nordrand der Zitterklapfen-Schuppe mit der Blasenka im Westen und dem Höhenzug des Zitterklapfens im Süden. Dieser lagert die Gräshorn-Schuppe vor, die die nördlichste Baueinheit der Oberostalpinen Decke bildet. Sie grenzt mit dem Annalper Stecken direkt an den Flyschrand und endet im Osten mit den Gipfelpartien des Hauptdolomitmassives südlich des Toblermannkopfes.

Stratigraphie

Im Arbeitsgebiet umfaßt die kalkalpine Abfolge die nachstehenden Schichtglieder: Hauptdolomit, Kössener-Schichten, Rätolias-Kalk, Unterlias-Rotkalk, Allgäu-Schichten, Radiolarit und Aptychenkalk.

Der Hauptdolomit liegt in der für die westlichen Kalkalpen typischen Ausbildung vor. Im Tal nördlich des Zitterklapfens fanden sich synsedimentäre Brekzien dieses Gesteins. Im Grenzbereich Rät/Lias konnten Kössener-Schichten sowohl im Liegenden wie auch im Hangenden des Rätolias-Kalkes ausgeschieden werden. Als Besonderheit tritt eine schwarze Crinoidenbrekzie auf, die den ansonsten rötlich gefärbten Unterlias-Rotkalk im Arbeitsgebiet weitgehend ersetzt. Eine Untergliederung der Allgäu-Schichten konnte nicht vorgenommen werden, auch fehlen die für die Mittleren Allgäu-Schichten typischen Manganschiefer. Hervorzuheben sind dagegen die Einschaltungen von roten und grünlichen Mergeln bzw. Mergelkalken in den steilen Felsabbrüchen nördlich der Neuguntentalpe. Radiolarit und Aptychenkalk finden sich in den Nordwänden des Wilden Gräshorns, wo sie eine morphologisch deutlich hervortretende Rippe bilden.

Kleinere Vorkommen der beiden letztgenannten Schichtglieder sind auch zwischen Gräshorn- und Zitterklapfen-Schuppe abgeschlossen. Diese gehören je-

doch nicht der kalkalpinen Schichtfolge an, sondern müssen der Arosa-Zone zugerechnet werden. Dieses gilt auch für die Mergel, Quarzite und Schiefertone der Grauen Furggel zwischen Glattecker und Wildem Gräshorn. Basische Vulkanite, wie sie an anderer Stelle innerhalb der Arosa-Zone vorkommen, konnten jedoch nicht aufgefunden werden.

Weitere Aufmerksamkeit verdienen die leuchtend roten und grauen Mergel, die vom Grat Annalper Stecken – Grünes Gräshorn nach SW verlaufen. Sie wurden von O. AMPFERER (1932) als bunte Senonmergel, von D. RICHTER (1956) und H. B. KALLIES (1957) als Couches rouges bezeichnet. In geringer Ausdehnung finden sich diese Mergel auch nördlich der Blasenka sowie in der Grauen Furggel. Neben den Couches rouges ist noch eine mehrere Meter mächtige Konglomeratstufe zu nennen, die ENE der Blasenka aus dem Schichtverband herausragt. Auffällig an diesem Konglomerat sind seine bis zu kopfgroßen, exotischen Gerölle.

Die südliche Vorarlberger Flyschzone wird hauptsächlich durch die obere Fanóla-Serie vertreten.

Tektonik

Die Überschiebung des Kalkalpins auf die Vorarlberger Flyschzone prägt den tektonischen Bau des Kartiergebietes. Die Gräshorn-Schuppe beginnt im Westen als tektonische Mulde, die bei starkem Achsenanstieg östlich der Linie Toblermannskopf – Hornspitze in die Luft aushebt. Der Muldenkern wird von Allgäu-Schichten aufgebaut, während der Hauptdolomit die Umrahmung bildet. Diagonal zum Muldenbau verläuft ein kleiner Spezialsattel, dessen Kern aus Rätolias-Kalk besteht.

In einem kleinen Bereich unterhalb des Dürrenbachwasserfalls treten tektonisch stark beanspruchte und gequetschte Gesteine der Kössener Schichten und des Rätolias-Kalkes auf, die in ihrer Mächtigkeit stark reduziert wurden. Diese für die oberostalpine Schichtfolge typische Erscheinung, daß Faziesgrenzen tektonisch überschliffen wurden, trifft für die rätischen Sedimente innerhalb der Gräshorn-Schuppe in besonderem Maße zu.

Die Gesteine der Arosa-Zone haben spezielle Bedeutung. Sie belegen nicht nur die Trennung des Kalkalpins von der Vorarlberger Flysch-Zone, sondern finden sich auch in mehreren kleinen Aufschlüssen zwischen Gräshorn- und Zitterklapfen-Schuppe. Die Sonderstellung der Couches rouges wird dabei noch genauer zu untersuchen sein.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Vorarlberger Helvetikum auf Blatt 112 Bezau

Von MARKUS OBERHAUSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Neuaufnahme im Rahmen einer Diplomarbeit an der Universität Innsbruck konzentriert sich auf das Gebiet des Gopfbergzuges im Hinteren Bregenzerwald und erfolgt im Maßstab 1 : 10.000. Die südliche und westliche Begrenzung des Arbeitsgebietes bildet die Bregenzerache, die nördliche Grenze der Bizauer Bach und die östliche Grenze die Linie Wei-

Benbachmündung (in die Bregenzerache) – Langenvorsäß.

Tektonisch gesehen befindet sich der Gopfbergzug innerhalb der osthelvetischen Säntisdecke, nördlich des Juraaufbruches der Kanisfluh.

Die Schichtabfolge reicht vom obermalmischen Quintenerkalk bis hinauf in die Wang Schichten des Maastriktion.

Der Faltenbau ist durchwegs nordvergent, wobei die E-W-verlaufenden Faltenachsen ca. 1km westlich der Vorderen Schnepfegg eine deutliche Depression aufweisen, die auch morphologisch entsprechend zur Geltung kommt.

Die von H. SAX (1925) kartierte Klauser Mulde im westlichen Anschlußgebiet (Firstzug), läßt sich östlich der Bregenzerache zum Gopfberg hin ansteigend weiter verfolgen, kulminiert im Bereich der Gopfalpe um dann nach Osten wieder abzutauchen. Nördlich der Rosenburg verliert sich diese Mulde in mehrere kleine Falten und hebt schließlich auf Grund des erneuten Achsenanstieges nördlich der Vorderen Schnepfegg mit den Schichten der Garschella Formation aus. Die jüngsten Schichten im Kern dieser Mulde sind Mergel der Amdener Formation, wobei Seewerkalk zu fehlen scheint.

W. MASCHKE (1951) kartierte als jüngste Muldenfüllung ca. 300 m südlich der Höhenquote 685 im oberen Feld (Bizau) Wangschichten, welche ich jedoch an dieser Stelle nicht finden konnte.

An der orographisch linken Flanke des Grabens zwischen Gschwendvorsäß und Im oberen Feld sind 1–2 m mächtige Seewerkalke aufgeschlossen, welche im übrigen Aufnahmegebiet gänzlich zu fehlen scheinen.

Des öfteren konnten NE verlaufende sinistrale Blattverschiebungen kartiert werden, wobei sich die größte dieser Störungszonen knapp westlich der großen Achsendepression befindet.

Paläogeographisch gesehen befindet sich der Gopfbergzug wohl im Abhangbreich bzw im proximalen äußeren osthelvetischen Schelf. Auf diesen Schluß kommt man vorallem auf Grund der Ausbildung des Schratzenkalkes in den Südhängen des Gopfberges, wo dieser als Mischfazies (Schrattenkalk mit Anklängen an die Drusbergfazies) ansteht, aber auch die Einschaltungen von oolithischen Kalken der Oerfla-Formation in den mergelig tonig dominierten Palfris Schichten (Valanginian) deuten auf eine derartige paläogeographische Lage hin.

Entlang des Rückens von der Vorderen zur Hinteren Schnepfegg wird der Schratzenkalk von ortsfremden Quintenerkalkblöcken überlagert, die wohl von der Kanisfluh zu beziehen sind und wahrscheinlich auf einen spätglazialen Felssturz zurückgehen dürften.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 112 Bezau

Von CARSTEN RÜHLEMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1990 wurde im Rahmen einer Diplomarbeit mit der Neuaufnahme des kalkalpinen Teils der SE-Ecke des Blattes 112 Bezau begonnen und mit En-

de des Berichtszeitraumes größtenteils abgeschlossen. Das Kartiergebiet erstreckt sich von der Niederkünzel Spitze im N bis zur südlichen Kartenrandbegrenzung; im W wird es durch den Pregimelbach und das Töbelejoch, im E durch das Rothorn und die Wasserkluppe begrenzt. Die Kartierung erfolgte im Maßstab 1 : 10.000 auf der vergrößerten Topographischen Karte des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen. Das Gebiet umfaßt von N nach S folgende geologische Einheiten: den östlichen Teil der Zitterklapfen-Schuppe, die Hochkünzel-Schuppe und den westlichen Teil der Allgäuer Hauptmulde. Das Gebiet gehört insgesamt der großtektonischen Einheit der Allgäu-Decke an. An die Geländeaufnahme schließt sich eine Luftbildauswertung zur Kartierung der Photolineationen und der Abgrenzung des Quartär vom Festgestein an.

Stratigraphie

Das Ober-Ostalpin umfaßt im Kartiergebiet die folgenden Formationen:

Hauptdolomit, Kössener Schichten, Rätolias-Kalk, Unterlias Rotkalk, Allgäu-Schichten, Radiolarit, Aptychenkalk, Kreideschiefer. Der Plattenkalk fehlt, so daß der Hauptdolomit unmittelbar in die Kössener Schichten übergeht. Das Rät läßt sich trotz der unterschiedlichen faziellen Ausbildung und der stark schwankenden Mächtigkeit in die Unteren Kössener Schichten, den mittleren Rätolias-Kalk und die Oberen Kössener Schichten untergliedern, wie es von NIGEM EL-DIN YUSUF (1980) im südwestlichen Anschlußgebiet auskartiert und beschrieben wurde. Die Oberen Kössener Schichten zeichnen sich durch einen höheren Anteil von Kalkbänken gegenüber den Mergelzwischen-schichten aus, während bei den Unteren Kössener Schichten die Mergel überwiegen. Im Bereich der Rothorn-Mulde geht die geschichtete Radiolarit-Formation lateral und horizontal in brekziöse Lagen über, die bis zu mehreren m Mächtigkeit erreichen können. Die Komponenten dieser Brekzie bestehen aus Radiolarit und besitzen gewöhnlich einen Durchmesser von wenigen cm. Die Aptychenkalke liegen hier ebenfalls lokal als monomikte Brekzien vor. Diese Aptychenkalk-Brekzien werden am S-Flügel der Rothorn-Mulde von polymikten Kreide-Brekzien und -Konglomeraten überlagert. Die Komponenten sind Trümmer von rotem und grauem Aptychenkalk sowie von Quarz-Sandstein mit karbonatischer Matrix. Nördlich der Niederen Künzelspitze ist die Arosener Zone in einer Mächtigkeit von 30 m aufgeschlossen.

Tektonik

Zitterklapfen-Schuppe

Der Hauptdolomit der Niederen Künzelspitze stellt die Fortsetzung des Zitterklapfens im W dar. Das Generalstreichen der Schuppe schwenkt an der Niederen Künzelspitze von ENE im westlichen Teil nach ESE im östlichen. Im Süden schließt sich eine Muldenzone mit jüngeren Sedimenten bis zu den Cenoman-Mergeln an, deren S-Flügel durch die Aufschiebung des Hauptdolomits der Hochkünzel-Schuppe tektonisch stark reduziert ist.

Hochkünzel-Schuppe

Die Hochkünzel-Schuppe stellt die tektonisch höchste Schuppe des Arbeitsgebietes dar. Es handelt sich dabei um eine N-vergente Antiklinalstruktur des Hauptdolomits, deren S-Flügel schließlich in eine Synklinalstruktur übergeht. Im Muldenkern befinden sich die All-

gäu-Schichten des Schadonapasses, die eine Spezialmulde innerhalb der Rätöhülle der Hochkünzel-Schuppe darstellen und zur Wasserkluppe hinaufziehen. Sie gehören damit nicht zur Allgäuer Hauptmulde (SCHIDLOWSKI, 1962).

Allgäuer Hauptmulde

Im Bereich des Rothorns sind die Gesteine der Allgäuer Hauptmulde mehrfach gefaltet und verschuppt. Dies wird durch den Gegensatz der kompetenten Gesteine des Hauptdolomits der Lechtaler Decke im S und der Hochkünzel-Schuppe im N gegenüber den inkompetenten jurassischen bis kretazischen Gesteinen der Allgäuer Hauptmulde verursacht. Die Allgäuer Hauptmulde wird in ihrer westlichen Fortsetzung zunehmend eingengt.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 112 Bezaú

VON TORSTEN SCHULZE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1990 wurde im Rahmen einer Diplomarbeit die Kartierung der Südostecke des Kartenblattes Bezaú weitgehend abgeschlossen.

Die Nordgrenze des Kartiergebietes ist gleichzeitig eine geologische Trennungslinie: Der Ausstrich der Überschiebungsfäche, mit welcher die Oberostalpine Allgäu-Decke auf dem südlichen Flyschzug des Bregenzer Waldes ruht. Im Osten und Süden schließt das Kartiergebiet mit der Rahmenbegrenzung des Blattes ab. Die Westgrenze folgt der Linie Rothorn, Roßköpfe, Wasserkluppe, westliche Schiedenalpe bis zum Vorsaßle.

Die Kartierung erfolgte im Maßstab 1 : 10.000, als Kartenunterlage diente eine Kopie des Blattes Bezaú. Die entsprechenden Luftbilder wurden ebenfalls für Interpretation des Gebietes herangezogen. Das kartierte Gebiet umfaßt folgende geologische Großeinheiten: Oberostalpin, Arosa-Zone, südliche Vorarlberger Flyschzone.

Stratigraphie und Fazies

Die kalkalpine Schichtfolge umfaßt im Arbeitsgebiet folgende Formationen: Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten, Rätolias-Kalk, Unterlias-Rotkalk, Allgäu-Schichten, Radiolarit, Aptychenkalk und Kreideschiefer. Von diesen Formationen besitzen der Hauptdolomit und die Allgäu-Schichten die größten Mächtigkeiten; sie nehmen deshalb auch die größten Flächen ein.

Während der Hauptdolomit in der für die westlichen Kalkalpen typischen Ausbildung vorliegt, weist die Schichtfolge des Grenzbereiches Rät/Lias die Besonderheit auf, daß die Kössener Schichten sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der Rätolias-Kalke auftreten. Dolomitisierung des Rätolias-Kalkes tritt im Bereich SW der Untergeiersbergalpe auf. Manganschiefer-Vorkommen, wie sie für die Mittleren Allgäu-Schichten typisch sind, findet man in der Umgebung von Unterboden und Oberboden.

Als Besonderheit des oberjurassischen Abschnittes der Schichtfolge müssen Radiolarit- und Aptychenkalk-Brekzien erwähnt werden, die im Bereich der Hoch-

berg–Rothorn-Mulde auftreten. Während der Aptychenkalk i. A. durch hellgraue Farben gekennzeichnet ist, fanden sich entlang eines Forstweges NW des Schwandhofes auch stark deformierte Vorkommen von roten Kalken, die z. T. Aptychen enthalten. In der Hochberg–Rothorn-Mulde ist die Kreide durch klastische Serien (Brekzien, Konglomerate) und typische Kreideschiefer vertreten.

Im Grenzbereich zwischen Kalkalpin und südlicher Vorarlberger Flyschzone treten stellenweise Gesteine der Arosa-Zone auf. Die Gesteine dieser Zone setzen sich überwiegend aus tektonisch stark beanspruchten und gequetschten bunten Mergeln und Tonschiefern zusammen. Ein Ophiolithvorkommen befindet sich an der Bregenzer Ach, ca. 500 m S vom Tunnel kurz vor Bad Hopfreen.

Die südliche Vorarlberger Flyschzone wird durch die obere Fanóla-Serie vertreten.

Eiszeitliche Moränen findet man bei Unterboden, Hinterhopfreen und bei der Hinterütschenalpe.

Tektonik

Der Bau der Berge im Kartiergebiet ist durch die Überschiebung des Kalkalpins auf die südliche Vorarlberger Flyschzone gekennzeichnet.

Die E–W-streichende Allgäuer-Hauptmulde stellt im kalkalpinen Bereich des Kartiergebietes die beherrschende tektonische Struktur dar. Sie wird im Norden durch den Hauptdolomit der Struktur Künzelspitze – Lägeralpe begrenzt; die südliche Begrenzung der Allgäuer-Hauptmulde durch die Überschiebung des Hauptdolomits der Lechtaldecke befindet sich südlich der Grenze des Aufnahmegebietes.

Die hochgradige Einengung der Muldensedimente äußert sich in intensiver Faltung. So sind die Allgäuschichten des Hochberges durch Faltung in ihrer Mächtigkeit vervielfacht. Ein Ergebnis dieser Einengung sind auch die tektonisch stark gestörten Aptychenkalkvorkommen des südlichen Heiterberges.

Insgesamt ist der interne Baustil geprägt durch den Gegensatz zwischen den kompetenten Gesteinen der Trias und den inkompetenten Serien des Jura und der Kreide.

Blatt 119 Schwaz

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Achenseedammes auf Blatt 119 Schwaz

Von GERHARD POSCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Abdämmung des Achensees gegen das Inntal erfolgt durch eine Lockersedimentterrasse, die sich als Talverbau auf ca. 4 km Nord-Süd-Erstreckung in zwei Stufen insgesamt rund 400 m über die Sohle des Inntales erhebt. Zum quartärgeologischen Kenntnisstand dieser Talverbauung haben insbesondere die klassischen Arbeiten von PENCK, PENCK & BRÜCKNER, BLAAS und AMPFERER beigetragen.

Die Neuaufnahme erfolgte als Fazieskartierung im Maßstab 1 : 5.000. Sie wurde im Rahmen eines Gutachtens des Büros für Hydrogeologie und Bohrwesen

Ges.m.b.H. Dr. GASSER/Jenbach 1989 begonnen und 1990 im Zuge der quartärgeologischen Aufnahmsarbeiten für die Geologische Bundesanstalt fortgeführt. Eine eingehende lithofazielle und sedimentpetrographische Analyse dieses Terrassenkomplexes ist zur Zeit in Arbeit. Folgende Faziesseinheiten können feldgeologisch klar unterschieden werden.

Konglomerierte Karbonatkiesfazies

Sie ist die tiefste aufgeschlossene Einheit und im Einschnitt des Kasbachgrabens bis auf rund 750 m SH nach N verfolgbar. Maximal kann sie in diesem Bereich bis auf 800 m SH an teilweise zehnermeterhohen Abbrüchen nachgewiesen werden. Grundsätzlich ist diese Fazies durch dm-bankige, horizontal geschichtete bis schwach schräggeschichtete, selten trogförmig schräggeschichtete, mäßig bis stark konglomerierte Karbonatkiese charakterisiert.

Die Sedimente werden als typische Ablagerungen lokaler Schwemmfächer interpretiert, deren Liefergebiete aufgrund der Geometrie des Fazieskörpers westseitig im Tiefen Tal (Staner Joch) bzw. ostseitig aus dem Gebiet des Ebner Jochs anzunehmen sind. Es handelt sich somit nicht um einen Schuttkörper aus dem Achenental, vielmehr wurde das ehemalige Achenental durch diesen lateralen Lokalschutteintrag abgeriegelt.

Der hangende Bereich der Schwemmfächersedimente stellt sich durchwegs als auskartierbare Faziesverzahnung mit kiesigen Sanden und Kiesen zentralalpiner Herkunft dar. Verschiedentlich sind diesen zentralalpiner Kiesen auch Konglomeratbänke zwischengeschaltet. Im Stau der Schwemmfächer nördlich der konglomerierten Kiese und mit diesen ebenfalls verzahnend treten lakustrine Sedimente auf.

Liegende Sand-Kiesfazies

Diese Sand-Kiesfazies faßt eine Gruppe sehr wechselhafter Sedimentation im Hangenden der konglomerierten Karbonatkiesfazies bis auf maximal rund 800 m SH zusammen. Ihr Auftreten beschränkt sich auf den Abschnitt südlich des Scheitels der Schwemmfächersedimentation, somit auf den Südabschnitt des Achenseedammes. Die Abgrenzung zur nächstfolgenden hangenden Sandfazies ist aufgrund fehlender Aufschlüsse vielfach hypothetisch.

Generell handelt es sich um m-mächtige, mittel- bis grobkiesige, horizontalgeschichtete bis planar schräggeschichtete fluviatile Sedimente, denen m-mächtige massige Sandlager zwischengeschaltet sind. Korrelat sind an beiden Flanken des Kasbachgrabens zwischen 740 bis 760 m SH Phasen tonig-schluffiger Sedimentation, in die fallweise fluviatile Rinnen einschneiden, und zwischen 720 und 750 m SH grobklastische Horizonte mit einer Dominanz von Phylliten, auskartierbar.

Hinweise auf mögliche eisrandnahe Ablagerungsbedingungen geben Schluffkiese und Scherstrukturen in bindigen Sedimenten westlich des E-Werkes im Kasbachgraben auf 745 m SH. Ergänzt werden diese Befunde durch Beobachtungen früherer Bearbeiter, die östlich des Kasbachgrabens (nordöstlich Fischl-Kreuz) in identer Höhenlage von Grundmoränenvorkommen berichten, die im Liegenden durch Blocksande und im Hangenden von Sanden und Kiesen mit Stauch- und Faltenstrukturen begleitet werden.

Laminierte bis massige Schluff-Ton-Fazies

Schluffig-tonige Sedimente treten in Form zweier isolierter Fazieskörper auf. Einerseits im Südabschnitt des

Arbeitsgebiets (beiderseits des Kraftwerkes) als max. 10–15 m mächtige Einheit innerhalb der liegenden Sand-Kies-Fazies (siehe Kap. „Liegende Sand-Kiesfazies“) in vermutlich eisrandnaher Position (Driftblockführung), andererseits nördlich der konglomerierten Karbonatkiesfazies und mit dieser verzahnend als typische Sedimente eines Stausees („Bändertone des Kasbachgrabens“).

Letztere sind Laminite mit einer Wechsellagerung von mm-mächtigen, hell- und dunkelgrauen Schluffen mit wechselndem Ton- und Feinsandanteil. Selten sind cm- bis dm-mächtige massige Schlufflagen oder vornehmlich sandige Horizonte anzutreffen. Über 800 m SH bis auf maximal 860 m SH ist vor allem im Bereich der Einmündung des Tiefentaler Grabens und des Weißenbachs eine intensive und teilweise auskartierbare Verzahnung mit den hangenden bzw. die lakustrinen Sedimente vertretenden Sanden gegeben. Vereinzelt finden sich in den lakustrinen Sedimenten Dropstones, die Spuren glazialer Bearbeitung zeigen.

Beide Vorkommen von feinklastischen Ablagerungen sind durch Quellhorizonte und teilweise ha-große Rutschzonen charakterisiert.

Planar schräggeschichtete Sandfazies

Über diese lakustrine Abfolge baut sich ein rund 150 m mächtiger gegen NW schüttender Deltakomplex vor. Vor allem im Nordabschnitt liegen, bedingt durch die großräumigen Hangbewegungen, ausgezeichnete Aufschlußverhältnisse vor, während im Südbereich (nördlich Zeiselegg und nördlich Fischl) nur eine ungefähre Abgrenzung nach Korngrößen aufgrund einzelner Schürfe, jedoch keine befriedigende lithofazielle Ansprache vorgenommen werden kann.

Dieser Deltakomplex beginnt mit sandigen, steilen planaren Schrägschichtungskörpern, die im Liegenden mit den lakustrinen Sedimenten verzahnen und als Ablagerungen eines Prodeltas interpretiert werden. Dm-mächtige grobsandige planare Schrägschichtungskörper mit hoher Richtungskonstanz dominieren über horizontal- und rippelgeschichtete Ablagerungen. Buntsandsteinführende Dropstonehorizonte und phyllitreiche Tillagglomerate treten innerhalb dieser Fazies auf (bspw. südlich des Tiefentaler Grabens über den Kasbachhäusern auf ca. 850 m SH und nördlich der Einmündung des Weißenbachs auf ca. 880 m SH).

Sandig-kiesige Deltafazies (Hangende Sand-Kiesfazies)

Von Süden (ca. 850 m SH) nach Norden (ca. 870 m SH) ansteigend wird das sandige Prodelta von einem Kiesdelta überschüttet. Die mit 20° bis 25° nach NW einfallenden kiesigen Foresets des Deltas werden auf ca. 910 m SH von einem geringmächtigen grobklastischen Topset überlagert. Diese Deltafazies ist für den gesamten Zentral- und Nordabschnitt des Kartierungsgebiets nachgewiesen. Bemerkenswert sind die grobklastische und die petrographische Zusammensetzung des Topsets aus kindskopfgroßen Buntsandstein- und Phyllit-führenden Lagen, die mit verkitteten lokalen Karbonatkiesen wechsellagern.

Glaziale Sedimente

Grundmoräne kann als ± zusammenhängender bis maximal 5 m mächtiger Teppich lediglich im Terrassenabschnitt westlich des Kasbaches (Rodelhütte bis Tiefentaler Graben und in Einzelaufschlüssen bis südlich Lärchenwiese) auskartiert werden. Im östlichen Terras-

senabschnitt Maurach – Eben fehlen gleichwertige Vorkommen. Diese Grundmoräne ist durchwegs geringmächtig und liegt mit scharfem Kontakt reliefabhängig auf 930 m SH der Kiesfazies auf. Unmittelbar über dem Liegendkontakt kann durch Einbeziehung von Deltakiesen ein namhafter Kristallinanteil gegeben sein, ansonsten liegt sie als kalkalpine Grundmoräne mit großteils schlecht bearbeiteten kantigen und vielfach schwach gekritzten Karbonatkiesen vor. Sie wird von spät- bis postglazialen Sedimenten der Schwemmfächer von Tiefentaler Graben und Weißenbach überlagert.

Die von vorangegangenen Bearbeitern mehrfach erwähnten Vorkommen von Grundmoräne von Fischl – Erlach sind zur Zeit nicht aufgeschlossen, ihre Existenz kann jedoch aufgrund der Moränenstreu bestätigt werden (vgl. Kap. „Liegende Sand-Kiesfazies“). Das Vorkommen von Eben kann aufgrund der derzeitigen Aufschlußverhältnisse nicht bestätigt werden.

Wertung, Ausblick

Die feldgeologischen Ergebnisse weisen den Achenseedamm aufgrund seiner Position gegenüber der Mündung des Zillertals als Schlüsselstelle zum Verständnis pleistozäner Sedimentationsprozesse im Tiroler Inntal, vor allem hinsichtlich der Genese der Seesedimente des Inntales westlich der Zillermündung, aus.

Eine weiterführende Interpretation des Kartierungsergebnisses hat jedoch eine eingehende petrographische Analyse der einzelnen Faziesseinheiten zur Grundlage. Die Kartierungsarbeiten werden im kommenden Jahr im Raum Erlach – Wiesing – Astenberg fortgesetzt.

Blatt 120 Wörgl

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Bereich des Kundler Schwemmfächers auf Blatt 120 Wörgl

Von GERHARD POSCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

1990 wurde mit den quartärgeologischen Aufnahmen auf Blatt 120 Wörgl begonnen. Neben dem „Inntalquartär“ verdienen auf diesem Kartenblatt vor allem die quartären Sedimentvorkommen des Brandenberger Beckens, der Wildschönau bzw. des Tales der Wildschönauer Ache sowie von Abschnitten des Zillertals (Fügenberg, Pankrazberg, Hartberg) gesonderte Beachtung.

Die Arbeiten des abgelaufenen Jahres konzentrierten sich auf die Aufnahme und Dokumentation temporärer Aufschlüsse im Zillertal, im Bereich der Terrassenlandschaft St. Gertraudi – Reith – Brixlegg sowie im Raum Schönberg/Wildschönau. Die Feldarbeiten im Gebiet des Kundler Schwemmfächers (St. Leonhard – Kundl – Lahntal) wurden abgeschlossen.

Der Schwemmfächer von Kundl stellt wegen seiner Größe, vor allem aber wegen der klaren petrographischen Gliederung seines Einzugsgebiets (Permoskyth, Kalkalpin, Grauwackenzone) und wegen der bislang ältesten vorliegenden absoluten Altersdatierung aus Sedimenten der Inntalsole (12375±80 BP HD 12895–12630) eines der interessantesten quartärsedimentologischen Forschungsobjekte auf Blatt 120 dar.

Lithofazielle Charakterisierung des Kundler Schwemmfächers

Ergänzend zur morphologischen Kartierung des Schwemmfächers, derzufolge zwei (eventuell drei) Erosions- und Akkumulationsphasen abgeleitet werden können, wurde eine sedimentologische Bearbeitung natürlicher Aufschlüsse vorgenommen. Im Falle des Kundler Schwemmfächers können distale und proximale Abschnitte des Schwemmfächers hinsichtlich ihrer lithofaziellen Variabilität deutlich unterschieden werden.

- Debris-flows in Form schluff- und sandreicher, unsortierter kiesig-steiniger Sedimente dominieren im proximalen Bereich, während sie im distalen Abschnitt nur untergeordnet hydraulisch bewegten Sedimenten zwischengelagert sind. Eine distanzabhängige Abnahme des Größtkorns ist festzustellen, erosive Liegendkontakte sind undeutlich. Aufgrund des sedimentpetrographischen Befunds kann für debris-flow- und mud-flow-artige Sedimente stets eine Dominanz der Grauwackenzone als Liefergebiet festgelegt werden.
- Schluffreiche bis sandige, unstrukturierte Ablagerungen weisen proximal und distal auf unterschiedliche Sedimentationsverhältnisse hin. Im proximalen Bereich kann für diese Sedimente bereits aufgrund der Farbe entweder eine Abkunft von Liefergebieten des Permoskyths oder der Wildschönauer Schiefer angenommen werden. Distal sind derartige unstrukturierte Sedimente stets mit laminierten Feinklastika vergesellschaftet, weisen wenig reliefierte Liegend- und Hangendgrenzen auf und können im Aufschluß farblich nicht differenziert werden.
Während proximal Einzelereignisse als Mud-flows vorliegen dürften, kann distal auf Sedimentation sandigen und suspendierten Materials im Zuge hydraulischen Transports geschlossen werden.
- Hydraulische Sedimentation dominiert im distalen Bereich und spiegelt die fluviatilen Prozesse dieses Abschnitts wider. Es handelt sich um bis zu 10 m breite, dm-mächtige Rinnenfüllungen, die innerhalb der Profile vertikal eine hohe Richtungskonstanz aufweisen. Aufgrund der geringfügigen Schwankungen und bereichsweise guten Durchmischung der Kieszusammensetzung kann auf resedimentierte proximale Ablagerungen geschlossen werden. Im Gegensatz dazu wiesen fluviatile Sedimente des proximalen Bereichs jeweils auf ein dominant permoskythisches bzw. kalkalpines Liefergebiet hin.
- Einzelne Sets des distalen Bereichs sind jedoch aus gut sortierten, vorwiegend kalkalpinen Kiesen mit Siebeffekt aufgebaut. Diese Sedimente sind somit eine primäre Ablagerung und können auf rein kalkalpine Ereignisse zurückgeführt werden.

Wertung, Ausblick

Zusammenfassend kann stark vereinfacht von vornehmlich ereignisgesteuerter Sedimentation im proximalen Schwemmfächerbereich und stärker hydraulisch geprägter Ablagerung und Umlagerung im distalen Bereich ausgegangen werden. Als hydrogeologisch bedeutsame Konsequenz, die aus natürlichen Aufschlußsituationen abgeleitet werden kann, ist festzuhalten, daß sogenannte „relative Stauer“ zumeist mud-flow-artige Sedimente darstellen, deren räumliche Ausdehnung als äußerst begrenzt (Zehnermeterbereich) anzusehen ist und deren Mächtigkeit lateral großen Schwankungen unterliegen kann.

Für 1991 ist der Abschluß der Aufnahmearbeiten im Gebiet der Inntalerrasse St. Gertraudi – Reith – Brixlegg vorgesehen.

Blatt 122 Kitzbühel

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel

Von MARTINA B'SHARY
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Kartiergebiet wurde im Rahmen einer Diplomarbeit aufgenommen (Maßstab 1 : 10.000), die von H. HEINISCH betreut wird. Es grenzt nördlich an die Arbeitsgebiete von S. STOCK und J. AIGNER an (vgl. HEINISCH & ZADOW, 1990) und umfaßt den Bereich Gauxjoch – Bärenbadkogel – Resterhöhe – Hartkaserhöhe.

Die anstehenden Gesteine gehören ausnahmslos zur Grauwackenzone. Thematisch steht die Untersuchung der stratigraphischen und strukturgeologisch-gefügekundlichen Merkmale im Vordergrund. Das Kartiergebiet ist der Glemmtal-Einheit zuzuordnen und enthält folgende Formationen:

- Löhnersbach-Formation
Wildschönauer Schiefer mit Kennzeichen distaler Turbidite
- Schattberg-Formation
Wildschönauer Schiefer mit Kennzeichen proximaler Turbidite
- Karbonatgesteine
Eine eventuelle Zuordnung zur Klingler Kar-Formation wird erst nach Vorliegen von Dünnschliffdaten und Conodontenuntersuchungen möglich sein.
- Basische Vulkanite
Pillowbasalte, basische Vulkaniklastite, Gänge etc. (vgl. HEINISCH & SCHLAEGEL, 1987, 1988, 1989).

Die Löhnersbach-Formation, eine Sandsteintonschiefer-Wechselfolge im dm-cm Bereich steht hauptsächlich im zentralen Bereich des Kartiergebietes an (distale Turbiditfazies). Nördlich des Trattenbachs findet sie sich meist in einer Wechsellagerung mit Schwarzschiefern und carbonatischen Schiefen. Letztere müssen noch genauer durch Dünnschliffe untersucht werden. Südlich des Trattenbachs trifft man die Löhnersbach-Formation eher in Wechsellagerung mit Tufftschiefern an.

Im N des aufzunehmenden Gebietes, um den Bärenbadkogel, steht vor allem Schattberg-Formation an. Sie zeichnet sich durch einen höheren Sandsteinanteil und eine größere Bankmächtigkeit aus (proximale Turbiditfazies, vgl. Legende zur Feldkarte). Zwischen den Sandsteinbänken, die häufig als Härtlingsrippen heraustreten, finden sich teilweise kataklastisch stark beanspruchte Siltstein-Lagen.

Die Karbonatgesteine befinden sich vor allem im SW des Arbeitsgebietes. Es handelt sich dabei um bis zu 20 cm mächtige, schwarze bis dunkelgraue Kalk- und Dolomitbänke, die in Tonschiefern eingelagert und von wenigen cm mächtigen Schwarzschieferlagen umgeben sind. Zum Zwecke ihrer stratigraphischen Zuordnung laufen Conodonten-Untersuchungen.

Die basischen Vulkanite befinden sich im S und SE des Kartiergebietes. Hauptsächlich handelt es sich dabei um Tuffitschiefer, deren Erscheinungsbild sehr vielgestaltig ist. Hier konnten häufig isoklinale Falten beobachtet und gemessen werden. Zu erwähnen sind noch häufige Einschaltungen von dioritischen bis gabbroiden Ganggesteinen im SW des Gebietes knapp unterhalb der Hartkaserhöhe. Auch hier bedarf es noch einer genauen Dünnschliffuntersuchung.

Tektonik

Das WNW-ESE-verlaufende Streichen entspricht den allgemeinen Streichwerten des gesamten Kartiergebietes. In den Bachläufen wurden Einfallswinkel zwischen 50° und 90° gemessen. An den Hängen und besonders in den höheren Lagen konnten auch flachere Fallwinkel festgestellt werden, jedoch sind diese wohl durch hangtektonische Einflüsse verfälscht.

Im zentralen Bereich um den Trattenbach herum ist eine höhere tektonische Beanspruchung festzustellen. Je nach Gesteinsart sind die Gesteine stark kataklastisch bis duktil verformt. Eine genauere Untersuchung an Hand von Dünnschliffdaten wird in diesem Bereich erfolgen.

Quartäre Bildungen und Rezent-Geodynamik

Weite Teile des Arbeitsgebietes, vor allem in Höhenlagen zwischen 1400 m und 1600 m, sind von Schutt bedeckt. Es handelt sich hierbei um umgelagertes Moränenmaterial, das mit Hangschutt vermischt ist. Auch Findlinge, meist aus Zentralgneis bestehend, sind in diesen Höhenlagen häufig anzutreffen. Auffällig ist das Gebiet um die Jochberger Wirtsalm, da sich hier eine Anhäufung erratischer Geschiebe befindet. Verdichtete Grundmoräne konnte bisher nur am Trattenbachufer in 1120 m Höhe nachgewiesen und kartiert werden.

Eine Reihe von Bergzerreißen tritt im Näßlinger Wald auf. Diese Hangbewegungen sind vermutlich primär auf die Steilheit des Geländes und das hangparallele Streichen der schiefrigen Gesteine zurückzuführen. Es aber ist durchaus möglich, daß eine weitere Ursache der starke Ausbau von Forst- und Güterwegen darstellt.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel

Von HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Aktivitäten der Arbeitsgruppe

Auf Blatt Kitzbühel wurde vom Autor in den Jahren 1988 bis 1990 eine Reihe von Diplomarbeiten betreut, von denen mittlerweile fünf abgeschlossen sind. Damit liegen folgende endgültige Aufnahmen im Maßstab 1 : 10.000 vor:

Bereich südöstlich Kitzbühel

- Bichlalm - Gaisberg (B. WUNDERLICH)
- Gebraranken - Oberaurach (R.W. SPITZENBERGER)
- Laubkogel - Kelchalm - Wiesenegg (J. HAUCK)

Bereich südwestlich Kitzbühel, im Grenzbereich Grauwackenzone/Quarzphyllit

- Roßgruberkogel - Mühlbach - Wetterkreuz (S. STOCK)
- Resterhöhe - Mühlbach (J. AIGNER)

Eine weitere Diplomarbeit wird im Bereich zwischen Bärenbadkogel, Trattenbach und Resterhöhe angefertigt. Dieser ist ein eigener Beitrag gewidmet (vgl. M. B'SHARY, dieser Band).

Neben der Betreuung und Kontrolle der Geländearbeiten in den genannten Gebieten wurden vom Autor eigene Aufnahmen am Grauwackenzone-Südrand nahe Uttendorf durchgeführt; diese stehen in Zusammenhang mit dem Abschluß der Arbeiten auf dem benachbarten Blatt Zell am See.

Die strukturelle Interpretation des Grenzgebietes zwischen Grauwackenzone und Penninikum ist Thema einer laufenden Dissertation (A. ZADOW). Durch die begleitenden Untersuchungen konnten die Grenzen zwischen Grauwackenzone, Innsbrucker Quarzphyllit, Steinkogelschiefern und Kalkglimmerschiefern genau definiert werden. Angewendet werden Methoden der Strainanalyse, mikro-, meso- und makrostrukturelle Aufnahmen kinematischer Markierungen sowie Diffraktometeraufnahmen zur Diagnose der Mineralparagenesen und der Illitkristallinität. Dies geschieht jeweils anhand orientiert genommener, in Profilen angeordneter Proben. Ein sehr steiler Metamorphosegradient koinzidiert weitgehend mit einem raschen Anstieg im Deformationsgrad der Gesteine. Polyphase Deformationsereignisse interferieren in komplexer Weise, weswegen die zeitliche Ereignisfolge in den erfaßten Scherzonen noch nicht ganz geklärt ist. Fehlende stratigraphische Daten erschweren die Modellbildung.

Evident ist, daß im Grenzbereich Grauwackenzone/Quarzphyllit ein komplexer Schuppenbau auftritt, der durch Dolomit-Boudins, Prasinit- und Grünschieferzüge sowie granatführende Gesteine markiert wird. Diese Zone wurde unter Bedingungen des Low Grade mehrphasig deformiert.

Die Gliederung in strukturelle Groseinheiten und deren weitere interne lithologische Unterteilung wurde für den Grenzbereich Grauwackenzone/Innsbrucker Quarzphyllit/Penninikum bereits im Vorjahres-Bericht dargelegt (HEINISCH & ZADOW, 1990). Die bisher durchgeführten begleitenden Untersuchungen bestätigten die Richtigkeit der damals getroffenen Abgrenzungen.

Aufnahmen im Bereich nördlich Uttendorf

Gegenstand der Aufnahme waren die Uttendorfer Schuppenzone im Ortsbereich von Uttendorf, die oft kaum zugänglichen Schluchten des Uttendorfer Baches und Manlitzbaches sowie die Almbereiche südlich des Lamperbühelkogels. Neue Erkenntnisse erforderten eine komplette Revision früherer Aufnahmen von DAFFNER und SLUITNER.

Die Gesteinsfolgen stehen im gesamten Bereich weitgehend saiger, flachere Raumlagen mit Nordfallen im Almbereich an Forstwegen sind auf gravitative Massenbewegungen zurückzuführen. Das Streichen der Serien liegt relativ konstant bei 100°. Damit streichen von W nach E fortschreitend immer höhere tektonische Einheiten spitzwinklig auf die W-E-verlaufende, quartärverfüllte Salzachtal-Störung zu und werden von ihr gekappt.

Von Süden nach Norden ist der aufgenommene Bereich in drei Zonen zu gliedern:

Bereich zwischen Viertelalm und Mairalm

Bunte Gesteinsfolgen aus schwachmetamorphen Basalten, Pyroklastika und basischen Intrusivgesteinen werden lokal von Carbonatgesteinen (Kalkmarmore,

Dolomitmarmore, Kalkschiefer) unterlagert. Es handelt sich aufgrund lithologischer Vergleiche um Äquivalente des unterdevonischen Basalt-Vulkanismus, in dessen Liegenden Reste silurisch-devonischer Klingler Karformation erhalten sind (vgl. frühere Aufnahmeberichte, HEINISCH & SCHLAEGEL, 1987, 1988, 1989). Neue Conodontenfunde aus der streichenden Fortsetzung dieses Komplexes bestätigen diese Zuordnung (unpubl.). Die stratigraphische Abfolge ist durch W-E- bis WNW-ESE-streichende, steilstehende Störungen tektonisch überformt.

Bereich längs des Uttendorfer Bachs bis Quettensberg

Im Liegenden der silurisch-devonischen Abfolge schließen monotone Wechselfolgen aus Tonschiefern, Metasiltsteinen und Metasandsteinen an. Es handelt sich um distale Turbidite vom Typ der Löhnersbach-Formation. Teilweise treten im Uttendorfer Bach mächtigere Turbidit-Bänke mit gut sichtbaren Sedimentgefügen auf. Nach der bestehenden lithofaziellen Gliederung sollte diese Serie im Liegenden der fossilführenden Carbonate in das ältere Silur, evtl. auch Ordovizium zu stellen sein.

Quettensberg bis Ortsbereich Uttendorf

Der Südrand der Grauwackenzone ist, wie bereits in vielen anderen Bachprofilen beobachtet, äußerst kompliziert aufgebaut. Von Norden kommend fällt zunächst eine rasche Zunahme der Metamorphose und des Deformationsgrades auf. Damit verschwinden die Sedimentgefüge und machen einem metamorphen Lagerbau sowie Scher- und Faltengefügen Platz. Lithologisch bleibt zunächst weiterhin eine Wechselfolge aus Phylliten, Schiefen und Metasandsteinen erhalten. Daran schließt im Liegenden die Uttendorfer Schuppenzone an. In einer Matrix aus Phylliten finden sich Lagen und Linsen aus grobkristallinen Kalkmarmoren und Dolomitmarmoren (Uttendorfer Marmor), Schwarzphylliten und verschiedene Varietäten von Prasiniten und Grünschiefern. Neu entdeckt wurden Späne mittelgradig metamorpher Gesteine mit makroskopisch sichtbarem Granat, wie Hornblende-Gneise, Granat-Gneise, Granat-Glimmerschiefer. Außerdem treten schmale Bänder von dioritischer und granitoider Zusammensetzung auf. Diese bunte Gesteins-Assoziation liegt generell unmittelbar benachbart oder innerhalb von lang aushaltenden Prasinit-Zügen.

Diese Neu-Funde stützen erneut die bisher getroffenen Feststellungen: Der Südrand der Grauwackenzone liegt nicht im Salzachtal, sondern weiter nördlich im Hangbereich. Er wird durch die Uttendorfer Schuppenzone markiert, in der Späne höher metamorpher Materials auftreten. Die Uttendorfer Schuppenzone ist eine tektonisch eigenständige Einheit. Sie ist damit vom Bereich des Mühlbachs am Westrand des Kartenblattes über den Bereich Uttendorf bis nach Walchen (Kartenblatt 123 Zell am See) nachgewiesen, wo sie unter das Quartär des Salzachtals abtaucht. Das Alter der Schuppenzonen-Gesteine bleibt trotz intensiver Bemühungen (Palynologie, Conodonten-Proben) immer noch unklar. Bezüglich der Bedeutung des Gesteinsinhalts eröffnet sich damit weiterhin ein Gebiet für waghalsige Modelle und kühne Spekulationen („Prä-oberordovizisches Basement?“, paläozoische Sedimente?, mesozoische Sedimente?).

Quartäre Bildungen

Die Verebnungsflächen oberhalb Uttendorf (Liebenberg, Quettensberg) weisen lokal Reste verdichteter Grundmoräne auf. Diese Grundmoränenlandschaft wird hangend von Eisstausedimenten überlagert (z.B. Viertel). Letztere sind sedimentologisch sehr verschiedenartig: neben gut geschichteten Kieslagen mit Einlagerungen von Bänderschuffen treten im hangenden Anteil schlecht sortierte, grobblockige Bachschutt- und Murkegelschüttungen auf. Die Abgrenzung zu modernem Murschutt bereitet bereichsweise Probleme. Quartärgeologisch wichtige Aufschlüsse wurden in den Feldkarten markiert.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel

Von GERHARD PESTAL

Die geologische Aufnahmestätigkeit der abgelaufenen Geländesaison befaßte sich mit den penninischen Serien am N-Rand der mittleren Hohen Tauern im Bereich zwischen dem Salzachtal und der südlichen Blattschnittsgrenze. Die Untersuchungen konzentrierten sich dabei auf den Bereich Tannwald – Weißkopf südlich Uttendorf sowie auf das Gebiet Hinterer Lachwald – Schattberg SE Hollersbach.

Im Bereich Tannwald zwischen der Stubache und der östlichen Blattschnittsgrenze folgt über den, bereits im Bericht 1989 beschriebenen, Gesteinen der Wustkogelformation ein als triassisch betrachteter Karbonatgesteinskomplex. Gelblich-weiße, zuckerkörnige Kalkmarmore mit Phyllitschmitzen weiters graue und gebänderte Kalkmarmore sowie gelblich-graue Dolomitmarmore bilden die Karbonatgesteinsformation, die die Felsnase des Weißkopfs aufbaut. Westlich der großen, beim Bau des Druckstollens Enzingerboden – Uttendorf angelegten, Deponie können, entlang der Forstraße, in 1320 m Sh. prächtig aufgeschlossen, diese Marmore beobachtet werden. Dieser Aufschluß zeigt auch zwei Züge geringmächtiger, kalkiger Phyllite, einmal als Einschaltung innerhalb der triassischen Gesteine, das andere Mal zwischen Wustkogelformation und Karbonatgesteinstrias eingeschaltet. Die Ausdehnung der Kartierung Richtung Stubachtal erbrachte die Form einer N-vergerten Tauchfalte für die Weißkopf Trias und der mit ihr verknüpften Gesteine. Der Kern dieser Falte wird dabei vom gelblich-grauen Dolomitmarmor gebildet. Den liegenden und den hangenden Schenkel bilden Kalkmarmore und dunkle kalkige Phyllite. Dennoch wird für diesen ganzen permomesozoischen Komplex mehr oder weniger parautochthone Stellung über der Habachformation des Falkenbachlappens angenommen. Nach Norden dem Salzachtal zu folgt über der Weißkopf Trias eine bunt zusammengesetzte, von klastischen Gesteinen dominierte Abfolge. Wesentlich ist hier das Auftreten von Brekzien und Brekziendolomiten. Weiters konnten helle grünliche Serizitschiefer mit Kalkmarmor- und Dolomitmarmorschollen, helle und dunkle Quarzite, Arkosegneise, dunkle Phyllite mit klastischen Einschaltungen, helle Phyllite, sowie helle und dunkle Marmore mit zum Teil feinkörnigen Partien und Schollen von Karbonatgesteinstrias in dieser Zone aufgefunden werden (vergl. dazu auch Bericht Blatt 123 Zell am See).

Zwischen Felbertal und Hollersbachtal lagern mächtige Metamagmatite der Habachformation, die in W-E-streichenden Zügen an das Salzach Haupttal heran treten. Im Bereich Platte – Vorderlachalm handelt es sich um zumeist feinkörnige, dichte, grüngraue Chloritschiefer und Prasinite die basischen, aber zu einem guten Teil auch intermediären Charakter aufweisen. Als Besonderheit sei an dieser Stelle eine 10–35 cm mächtige Einschaltung eines zuckerkörnigen, weißen bis gelblichen Marmors erwähnt, die 400 m NE der Vorderlachalm (Kote 1700), direkt oberhalb des Steiges zur Pölsenalm, in den zuvor beschriebenen Grungesteinen steckt.

Im Bereich Hinterer Lachwald wurden mächtige Moränenkörper auskartiert, die zum Teil von Amphibolitgrobblockwerk überlagert werden. Unmittelbar unterhalb der Vorderlachalm setzt jene, durch den Bürgerbach verursachte, tiefe Erosionsrinne an, die in den vergangenen Jahren mehrmals Ausgangspunkt größerer Murenabgänge war.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Raumes Aurach – Paß Thurn auf Blatt 122 Kitzbühel

Von RUTH WALT
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die 1988/89 begonnenen quartärgeologischen Aufnahmen im Raum St. Johann i.T. – Jochberg wurden 1990/91 fortgesetzt und bis Paß Thurn ausgedehnt.

Die in den vorangegangenen Arbeiten untersuchten Terrassensedimente werden nördlich von Jochberg abgelöst durch Felsterrassen, die, auf das Niveau der Filzen-Terrasse bezogen, leicht ansteigend bis Jochberg Wald auf der linken Talseite verlaufen.

Nur ein schmaler Span von Terrassensedimenten mit überlagernder Grundmoräne ist im Bereich zwischen Parzen und Irlar, am Ausgang des Sintersbachgrabens, noch erhalten.

Oberaurach – Jochberg Wald (orographisch rechte Talseite)

Dieser Bereich wurde 1990/91 genauer untersucht und zeigt bei guten Aufschlußverhältnissen im Pürsting- und im Einödgraben eine Entwicklung von glazilakustrinen Stausedimenten, verzahnend mit glazifluvialen Eisrandbildungen, die von Grundmoräne unterlagert werden. Das in diesen stauenden Bereichen gefundene organische Material (flachgepreßte Holzreste) kann für Datierungsversuche verwendet werden.

Der morphologisch äußerst markante Moränenbogen, der sich von Grüntal, nordwestlich, bis zum Ausgang des Einödgrabens erstreckt, wurde von KLEBELSBERG (1942) und von PATZELT (1971) als Endmoränenwall interpretiert. Am Top der Endmoräne (Aufschluß Nähe Götschenkapelle) kann diese Interpretation durch sedimentologische Kriterien untermauert werden: über einer Grundmoräne mit unregelmäßig abgegrenzten sandigen bis siltigen Einschaltungen lagern diskordant schichtige Kiese und Sande mit wechselndem Einfallen auf. Rinnenfüllungen, Blöcke, sowie Verwitterungstaschen am Kontakt zur Grundmoräne vervollständigen das Bild.

Links am Ausgang des Wieseneggrabens lassen sich beim Schlichter mehrere Wallformen, bestehend aus

Moränenmaterial, bis auf eine Höhe von 1150 m verfolgen. Reste dieser Moränenbedeckung sind bis zur Berghütte auf 1257 m erhalten: in einer gelblichgrauen siltig-tonigen Matrix eingebettet ist ein vollkommen unsortiertes Geröllspektrum folgender Zusammensetzung: Wildschönauer Serien, grüne und violette Tuffite, Quarzite, Diabasporphyrite. Erratische Gerölle konnten keine gefunden werden.

Taleinwärts befindet sich nordseitig der Spitaleralm auf 1150 m noch ein etwas mächtigerer Zwickel von Grundmoränenablagerungen, die bis ins Tal hinunterziehend von Schwemmfächersedimenten überlagert werden.

Saukasergraben – Trattenbachgraben (orographisch linke Talseite)

Die linke Talseite des Großachentales ist gekennzeichnet durch flächig sehr weitverbreitete Moränenablagerungen mit stark wechselnden Mächtigkeiten.

So wird die Felsterrasse bei Bärenbichl, die sich oberhalb der jungen Terrassenschüttung von Filzen befindet, von Grundmoräne bedeckt.

Auf der gegenüberliegenden Seite des Saukasergrabens bestehen die morphologisch eigenständig entwickelten "Rippen" zur Gänze aus Grundmoräne, z.T. von glazifluvialen Sedimenten und Schwemmfächern überlagert.

Von dort aus läßt sich bis auf eine Höhe von min. 1200 m ein Gemisch aus hauptanteilmäßig Moränen- und Hangschutt taleinwärts verfolgen.

Am Ausgang des Aubachgrabens, orographisch rechts, befindet sich bis in eine Höhe von 1300 m noch einmal ein bedeutendes Moränenvorkommen, das einen ca. 80 m mächtigen, sehr markanten Wall aufbaut.

In schmalen Resten ist Moränenschutt noch auf der linken Seite des Trattenbachgrabens erhalten und ist entlang der Forststraße auf einer Höhe von ca. 1200 m in einem mehrere Meter mächtigen Zwickel von Grundmoräne sehr gut erhalten. Der relativ hohe Kristallinanteil (Tauerngneise) im Geröllspektrum ist auffallend.

Ein zeitliche Einordnung der o.e. Endmoränenwälle kann erst nach Auswertung des Probenmaterials und Datierung der Holzreste getroffen werden. Daher ist eine genaue zeitliche Rekonstruktion dieser vermutlich spätbühlzeitlichen Haltestände vorerst nicht möglich.

Blatt 123 Zell am See

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See

Von HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Nachdem die Gelände-Aufnahmen auf Blatt Zell am See weitgehend abgeschlossen sind, stand die Vorbereitung der Daten für die endgültige Kompilation im Vordergrund der Aktivitäten. Hierbei ergaben sich einige kleinere Informationslücken, deren Beseitigung für das Jahr 1990 geplant war. Der frühe Wintereinbruch verhinderte allerdings den Abschluß dieser Arbeiten. Daher werden auch im Jahr 1991 noch ergänzende

Aufnahmen notwendig werden. Neuaufnahmen wurden in zwei Teilbereichen durchgeführt (Maßstab 1 : 10.000), dem Gebiet des Krummfeichtbachs bei Saalbach-Hinterglemm und dem Gebiet des Tobersbachs am Südrand der Grauwackenzone bei Uttendorf (vgl. auch Bericht zu Blatt 122 Kitzbühel).

Gebiet Krummfeichtbach

Der Krummfeichtbach mit seinen Zuflüssen legt unter Moränen- und Schuttmaterial eine schmale Aufschlußzone frei. Es handelt sich um flachlagernde Löhnersbach-Formation, die lediglich auf 1300 m Höhe von gröber körnigen, proximaleren Sandstein-Typen (Schattberg-Formation) unterbrochen wird. Auch die Felskante des Saalachtals bei Altach enthält Anteile von Schattberg-Formation. Eine Brekzienlage wurde an der Seigalm vorgefunden. Erwähnenswert erscheint weiterhin eine mächtige Kataklysezone, die vom Gußbach kommend, etwa NNW-SSE-streichend den Krummfeichtbach schneidet.

Die umgebenden Hänge sind weitgehend frei von Aufschlüssen. Auf 1480 m Höhe zwischen Reiteralm und Seigalm liegt ein frisch anerodierter, mächtiger Schuttkörper vor. Es handelt sich um Sedimente vom Eisrand-Typ. Es ist unklar, ob diese hochliegenden Ablagerungen einem sehr frühen Stadium des Eiszerfalls zuzuordnen sind. Möglicherweise entwässerte zu diesem Zeitpunkt der Talschluß des Glemmtales über den Spielberg-Paß nach Norden in das Becken von Hochfilzen-Fieberbrunn, da das mittlere Glemmtal durch Tot-eismassen verlegt war. Eine quartärgeologische Bearbeitung des Bereiches wäre wünschenswert.

Gebiet Tobersbach

Die Aufnahmen erstrecken sich auf die Tobersbach-Schlucht, den Pölsenbach und die Hänge zwischen Mairalm und Grünsafteck. Es treffen überwiegend die üblichen Metasandstein-Metasiltstein-Tonschiefer-Wechselfolgen vom Faziestyp der Löhnersbach-Formation auf. Zwischen 1200 m und 1300 m Höhe finden sich im Tobersbach Einschaltungen von Mikrokonglomeraten und gröber klastische Sandsteinen, die dem proximalen Faziestyp der Schattberg-Formation zugeordnet werden. An der Mairalm ist die Fortsetzung des Metabasit-Zuges aufgeschlossen, der vom benachbarten Kartenblatt bekannt ist.

Äquivalente höher metamorpher Grauwackenzone sind im Bereich des Lehnberges aufgeschlossen. Hier findet sich auch ein Rundhöcker aus Prasiniten. Auffällig ist ein Wechsel im Generalstreichen der Serien im Bereich des Tobersbachs. Auch der in tektonisch zu hoher Position vorgefundene Prasinitzug läßt vermuten, daß im Umkreis der Tobersbachs eine größere Querstörung verläuft. Sie ist allerdings nicht direkt im Bachlauf nachweisbar und dürfte unter den randlichen quartären Schuttmassen verborgen sein.

Im kartierten Bereich keilen mit spitzem Winkel zur Salzachtalstörung nach Norden eingeschuppte, 100° streichende Gesteine vom Typ der Uttendorfer Schuppenzone aus. Die Fortsetzung dieses Gesteinszuges nach Osten erreicht im Bereich Steindorf-Nagelkopf das Salzachtal (HEINISCH & SCHLAEGEL, 1989). Die tektonische Struktur wird als konjugierte Riedel-Störung zum Salzachtal-Lineament interpretiert und dürfte sehr jungen (Miozän oder jünger?) Blattverschiebungen zuzuordnen sein. Derzeit laufende, ergänzende Auswer-

tungen von Satellitenbild-Daten sollen diese Frage abklären.

Quartäre Bildungen und Rezent-Geodynamik

Verdichtete Grundmoräne, überlagert von Eisrandterrassen, findet sich auf den Verebnungen von Lidering – Lehnberg – Rapfen. Lockergesteins-Aufschlüsse wurden in der Feldkarte markiert.

Hang- und Flankenbereiche im Almgebiet sind allesamt instabil und in eine Vielzahl von Rutschmassen zu gliedern.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See

Von GERHARD PESTAL

Die geologische Aufnahmestätigkeit der abgelaufenen Geländesaison erfolgte am Nordrand der mittleren Hohen Tauern westlich der Kapruner Ache zwischen dem Salzachtal und der südlichen Blattschnittsgrenze. Besonderes Augenmerk wurde dabei der Bearbeitung der jüngsten mesozoischen Einheiten dieses Abschnittes des Penninikums gewidmet. Der Bereich östlich der Kapruner Ache war in seiner Zusammensetzung schon durch die Kartierungen von H. MATL und H.P. CORNELIUS bekannt. Im Anschluß an einige Übersichtsbegehungen wurde mit der Schließung, der in diesen Manuskriptkarten noch vorhandenen Lücken begonnen. Die hierbei bearbeiteten Gebiete befinden sich im Bereich Guggen – Bärenreitwald – Mayereinöden E Kaprun sowie im Bereich Pichl – Vorfusch am Ausgang des Fuschertales S Bruck a.d. Großglocknerstraße. Somit konnte die Kartierung des Penninikums auf der ÖK 123 weitgehend abgeschlossen werden, sodaß nun eine Manuskriptkarte 1 : 25.000 vorliegt.

Von der Dreiwallnerhöhe bis Tannwald SE streichen, die schon im Bericht 1988 erwähnten Kalk- und Dolomitmarmore der Karbonatgesteintrias (Fossilfund von H. BOROWICKA, 1966 [*Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL)] aus dem Dietersbachtal). Über der Karbonatgesteintrias folgt eine wechselvolle, gleichfalls E-W-streichende Einheit. Diese umfaßt Brekzien, Brekziendolomite, helle Serizitschiefer mit Kalkmarmor und Dolomitschollen, helle und dunkle Quarzite (zum Teil sandig), Arkosegneise, dunkle Phyllite mit zum Teil klastischen Einschaltungen, sowie helle und dunkle Marmore mit zum Teil feinbrekziösen Partien.

Diese vielfältige Serie wird von Gesteinen der Glocknerdecke überlagert, die westlich des Kaprunertales bis zum Mühlbachtal S Niedersill, als Zone der Fuschersfazies, typisch entwickelt sind. Neben den schon im Bericht 1988 beschriebenen Kalkglimmerschiefern des Maiskogels und den dunklen Phylliten kann den Metagabbrovorkommen des Schattberges SE Niedersill große Bedeutung beigemessen werden. Die rund 700 m SE Burgeck nahe der Kote 1085 gewonnenen Proben, erscheinen auf Grund des Schliffbefundes mit den von G. FRASL 1958 beschriebenen Stipnomelanführenden „Gabbroamphiboliten der Nordrahmenzone“ vergleichbar. Bei den am E-Hang des Dietersbachtals auskartierten Grüngesteinen handelt es sich hauptsächlich um mit zum Teil hellen Phylliten wechsellaagende Chloritschiefer. Makroskopisch deutlich erkennbare gabbroide Strukturen, die eine eindeutige Zuordnung ermöglicht hätten, konnten hier vorerst nicht auf-

gefunden werden. Schließlich sei noch an dieser Stelle auf die zahlreichen Quarzitvorkommen in den dunklen Phylliten der Fuschereentwicklung hingewiesen. Über das Mühlbachtal weiter nach W hinaus verliert die Fuschereentwicklung rasch und kontinuierlich an Mächtigkeit. Gegen das Hangende zu verändern die dunklen Phyllite ihr Erscheinungsbild und werden merklich feinschichtiger. Die s-Flächen werden flachwellig, großteils sogar ebenflächig und bekommen einen dunkelgrauen seidigen Glanz. Dies verleiht den dunklen Phylliten in leicht angewittertem Zustand tonschieferartiges Aussehen, wie im unteren Zillerbachgraben S Niedernsill weiters zwischen Schaufelberg und Mooslehen sowie bei Guggen und Pichl im Bereich Kaprun zu beobachten ist. An den letztgenannten Lokalitäten nahe Kaprun findet man dunkle, stark kieselige Marmorbänke (möglicherweise ehemalige Psammite) als sich mehrmals wiederholende Einschaltungen in diesen Phylliten.

Weiter nach N entwickelt sich langsam, ohne merkliche Grenze aus diesen Gesteinen, die gröberklastische Sandstein-Brekzien-Zone. Diese wurde schon 1988 zwischen Kaprun und Aisdorf sowie S Schwarzenbach auskartiert und beschrieben. Östlich des Kaprunertales über das Fuschertal hinaus bis zur Blattschnittsgrenze nimmt die Sandstein-Brekzien-Zone deutlich an Mächtigkeit zu. Brekzien mit Klastern von 2–8 cm, wie sie im Gebiet zwischen Kaprun und Aisdorf oftmals aufgefunden wurden, spielen im Bereich Bärenreitwald – Brucker Berg eine untergeordnete Rolle. Bemerkenswert erscheinen lediglich Gneiskomponenten-führende Brekzienzüge am Brucker Berg in ca. 1200 m Sh., auf die ich durch Kollegen MATL aufmerksam gemacht wurde. Die hier dominierenden Gesteinstypen sind Hellglimmer-führende Sandsteine und Arkosen, die als Bänke oder bereichsweise zu Linsen akkumuliert in dunklen Phylliten eingeschaltet sind. Die Korngröße der Klaster erreicht 1–2 cm, meist liegt sie jedoch darunter, im Bereich von 1–3 mm. Die triassischen Dolomit- und Kalkvorkommen W Vorfusch, am Brucker Berg, im Rattensbachgraben, S Mayereinöden und bei der Ruine Kaprun werden als Großschollen innerhalb der Sandstein-Brekzien-Zone betrachtet. Die Gipsvorkommen des Bärenreitwaldes und des Hahnecks stehen im Zusammenhang mit den zuvor beschriebenen Karbonatgesteinsvorkommen. Bei Neuwiesen im untersten Abschnitt des Rettenbachgrabens und bei Mayereinöden wurde ein Streifen grauvioletter Phyllite mit grünlichen Schmitzen, die reich an feinklastischen Einstreuungen sind, kartennäßig von der Hauptmasse der dunklen Phyllite abgetrennt.

Die 1988 im unteren Aisdorfer Tal aufgefundenen Eisrandsedimente zeigen eine wesentlich weitere Verbreitung als ursprünglich angenommen und konnten in westlicher Richtung bis Schwarzenbach verfolgt werden.

Blatt 127 Schladming

Bericht 1990

über geologische Aufnahmen am Südrand des Dachsteinmassivs auf Blatt 127 Schladming

Von MARTIN SCHAUER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die 1990 am Südrand der Dachsteingruppe nach Osten fortgesetzte Kartierung hat unter besonderer Be-

rücksichtigung karbonatfazieller Daten zu einer Unterscheidung E–W-streichender Kartierungseinheiten geführt. Diese stellen Fazieszonen dar, deren Begrenzung durch nicht parallel zu Zeitebenen verlaufende Faziesgrenzen (Verzahnungen) gegeben ist. Die von N nach S vorliegende Abfolge der Fazieszonen ist deshalb das Ergebnis der Kombination einer stratigraphischen Schichtfolge und eines zeitgleichen Fazieswechsels, der zu anderen lithologischen Ausbildungen führt.

Zone des gebankten bis geschichteten Dachsteinkalkes

Die durch schichtparallele Einschaltung von roten Residualtonlagen hervorgerufene, mittelsteil WSW-fallende Bankung grenzt im Süden, entlang des annähernd W–E-verlaufenden Zonenrandes, an eine steil N-fallende Faziesgrenze zur ungeschichteten Kalkschlamm-Onkolith-Fazies. Im Bereich Kl. Gjaidstein – Dirndln – Koppenkarstein ist eine deutliche Verlagerung dieser Faziesgrenze nach S wahrscheinlich innerhalb des Oberrors vorhanden. Ein Vorstoß der Karbonatplattform nach S, der zu einer Überlagerung der Kalkschlamm-Onkolith-Fazies durch den gebankten Dachsteinkalk führt, kann in diesem Zeitabschnitt deshalb angenommen werden. Innerhalb der Zone des gebankten Dachsteinkalkes stellt sich eine Bankung mit der typischen Zyklit (Loferite) erst allmählich gegen die zentraleren Plattformteile (Norden) ein.

Zone der Kalkschlamm-Onkolith-Fazies

Sie ist durch das Fehlen einer Schichtung gekennzeichnet. Kluft- bzw. Spaltenfüllungen aus Residualtonen werden auf die primär vorhandene, rezente abgetragene Überlagerung durch gebankten Dachsteinkalk zurückgeführt. Ein sporadisches Auftreten von Riffbildner-führenden Bistromlagen, sowie Bereiche mit black pebbles organischen Ursprungs, wurden beobachtet. Onkolithlagen sind im untersuchten Abschnitt zwischen Dachsteinsüdwand und Wasenspitze äußerst selten. Die Breite dieser Zone erreicht knapp 2 km; sie wird im Raum Koppenkar – Landfriedtal von Dolomiten überlagert und erscheint dort deshalb schmaler.

Zone des Dachsteinriffkalkes

Im Gebiet Eselstein – Feister Scharte – Westflanke des Sinabel bis NW des Hölltalsees greifen Riffkalke eines zentralen Bereiches nach N in die Kalkschlamm-Onkolithfazies ein. Sie entsprechen einer im S kompakten, nach N hin zunehmend isoliert stehende Fleckenriffe aufgelösten patch reef-Zone, welche im N und E unmittelbar mit Dachsteinkalken der lagunären Fazies verzahnt bzw. unterlagert wird (Einschnitt des Hölltals). Eine durchgehende Umrandung des Südrandes der Kalkschlamm-Onkolith-Fazies in Form einer Riffentwicklung ist nicht vorhanden. Aus pelagisch beeinflussten Riffschuttareniten (Rotkalkschlieren) E Eselstein hat eine Conodontenfauna mit *Gondolella navicula* und *Epigondolella triangularis* neben einer vergleichbaren Probe W Sinabel den Nachweis auf unternerisches Alter (Lac 2) erbracht. Anhaltspunkte für eine breitere Vorriff- bzw. Hallstätter Zone als zeitgleiche fazielle Äquivalente fehlen.

Wetterstein-Tisovec-Kalk-Entwicklung

Diese ist S Scheiblingstein entlang des Kammes Nd. Türllspitz – Gamsfeldspitze – Schiechenspitze – Hohe Rams bis zum Mitterstein verfolgbar. Zwischen dem nördlich angrenzenden Dachsteinkalk und der unterla-

gernden Hallstätter Entwicklung gelegen, kann ein stratigraphischer Umfang, der von der Basis des Oberladins bis ins Oberkarn reicht, angegeben werden. Das vollständige Fehlen eines terrigenen Unterkarns innerhalb dieser Serie ist bemerkenswert. Die lithologische Grenze zum Dachsteinkalk ist, da sie nach Ansicht des Autors nicht mit der N des Kammes verlaufenden Dolomitzone gleichzusetzen ist, kaum erfaßbar. E Mitterstein ist im Bereich Kampspitze – Silberkar ein laterales Auskeilen der Wetterstein-Tisovec-Kalk-Entwicklung zugunsten faziell angrenzender dolomitisierter Hallstätter Kalke, welche dort (SE Wasenspitze) bis ins Tuval 2 (*Gondolella polygnathiformis* und *Gondolella karpathica*) reichen, vorhanden. Dadurch ist eine unmittelbare Überlagerung der Hallstätter Entwicklung durch die lagunären Dachsteinkalke der Wasenspitze gegeben.

Die Hauptmasse der Wetterstein-Tisovec-Kalk-Entwicklung bilden Rifffalke einer zum Becken orientierten Hangfazies. An Mikrofaziestypen dominieren floatstone, bioclastic wackestone neben rudstone und Areniten. Zentrale Riffbereiche beschränken sich auf kleine, isolierte Vorkommen z.B. SE Scheiblingstein oder Gamsfeld (S Gamsfeldspitze). Ein zusammenhängender zentraler Riffbereich dürfte nicht vorhanden sein. Noch zum Wettersteinkalk zu rechnen ist NE Scheiblingstein ein lagunärer Faziesbereich, der sich zum Vd. Türispitz fortsetzt. Es liegt deshalb im Kar S Hunerkogel eine Faziesabfolge Hallstätter Kalk – Hangfazies – Rifffazies – Lagune innerhalb des Zeitintervalls Oberladin–Karn als durchgehend karbonatische Entwicklung vor. Die Grenze zum Dachsteinkalk liegt dort innerhalb der lagunären Fazies und ist makroskopisch nicht erfaßbar. Im Bereich des Kammes der Scheichenspitze sind norische Anteile nicht auszuschließen.

Hallstätter Entwicklung

Am Südrand der Wetterstein-Tisovec-Kalk-Zone gelegen, kann in den N–S-orientierten Kareinschnitten ein 20–30° N gerichtetes Einfallen der Faziesgrenze zur Hallstätter Entwicklung bei einer horizontal liegenden Bankung im hangendsten Abschnitt rekonstruiert werden. Innerhalb dieser Hallstätter Serie können lithologisch 3 Typen unterschieden werden: eine hellgraue, massige, detritusfreie Entwicklung im Liegenden, etwa 50 m über deren Basis ein 5–10 m mächtiges Niveau roter, gebankter Knollenkalke, lokal mit Hornsteinführung bis hellgrauer Plattenkalke mit Mergelzwischenlagen und Hartgrundbildungen (grüne Kieselbeläge) sowie hangend schwarze Plattenkalke, welche im unteren Abschnitt mit hellgrauen Massenkalken wechsellagern. Die Plattenkalke können im Nahbereich zum Wetterstein-Rifffalk arenitischen Rifffdetritus und Echinodermenspat führen. Ein zunehmend steileres Einfallen nach Norden ist gegen die Basis der Hallstätter Entwicklung (roter Knollenkalk: 30–40°) vorhanden. Die Gesamtmächtigkeit der Hallstätter Entwicklung steigt gegen S aufgrund der faziellen Vertretung des Wettersteinkalkes auf knapp 300 Meter an. Im Bereich des Silberkars ist sie inklusive der Hallstätter Dolomite und oberkarnischer Anteile noch bedeutend größer.

Bezüglich der Basis der hellgrauen Massenkalke, vielfach als Steinalkalk bezeichnet (O. GANSS, 1954 bzw. LEIN, 1976), konnte ein anisischer Anteil durch *Gondolella bulgarica* nachgewiesen werden. Auf den durchwegs geringen bis fehlenden Biogehalt (insbesondere auch Kalkalgen) soll nochmals hingewiesen werden.

Eine Reihe weiterer Conodontenfaunen aus dem Rotkalk-Plattenkalkniveau mit *Gondolella excelsa*, *Gondolella trammeri*, *Gondolella cf. constricta*, *Gladiogondolella tethydis* bzw. *Epigondolella mungoensis*, *Tethydis*-Multielement und *Daonella tyrolensis* sprechen für seine Bedeutung als Leithorizont im Grenzbereich Unter-Oberladin. Ein durchgehender Zusammenhang dieser Knollenkalkeinschaltung ist E Scheiblingstein, S Türispitz und Edelgrieß bis zum Fluderkar erfaßbar. Zwischen dem Eiskar und dem Feisterkar ist dieser Leithorizont nur durch Rotverfärbung der grauen Massenkalke erkennbar und tritt erst im Bereich der Torbachklamm wieder deutlich hervor.

Der hangende Bereich der Hallstätter Entwicklung (schwarzer Plattenkalk bzw. Wechsellagerung solcher mit hellgrauen Massenkalken) vertritt zwischen Gamsfeld und S Hoher Rams die oberladinische Basis der Wetterstein-Tisovec-Kalk-Entwicklung am Südrand faziell. Aufgrund der Conodontenfaunen mit *Gondolella tadpole*, *Gondolella inclinata*, *Epigondolella cf. mostleri* und *Tethydis*-Multielement setzt die Rifffalkentwicklung dort erst im Ladin–Karn-Grenzbereich (Langobard 3) ein. S Hunerkogel fehlt diese Hallstätter Sequenz zugunsten einer bereits an der Basis des Oberladins über dem Rotkalkniveau einsetzenden Karbonatplattformrandentwicklung.

Basale Dolomitserie

Die Basis der Hallstätterentwicklung bildet ein massiges, lokal auch im Dezimeterbereich gebanktes, bis über 100 Meter mächtiges, hellgraues bis schwarzes Dolomiteniveau. Sein Altersumfang innerhalb des Anis wird möglicherweise durch weitere Conodontenfaunen einzugrenzen sein. E der Dachsteinsüdwandhütte sind nahe der Basis in schwarzen, stark dolomitischen Kalken Schieferlagen eingeschaltet. Entlang der Basis der östlichen Dachsteinsüdwände ist diese Dolomitserie nach E bis S der Torbachklamm verfolgbar.

Serie der Werfener Kalke

Die Schichtfolge umfaßt dunkelgraue Kalkbanksequenzen bzw. Sandsteinabfolgen mit turbiditischen Merkmalen und Mergelinschaltungen. Aus dem Untersuchungsgebiet sei das Vorkommen S Fluderkar und Scheichenkoppen (N Hunerkogel) bzw. eine über 10 Meter mächtige Abfolge N Dachsteinsüdwandhütte (Auretskar) erwähnt. Auch hier sind Conodontenuntersuchungen noch im Gange.

Dolomitzone des südlichsten Dachsteinplateaus

Sie erstreckt sich von ihrem Hauptverbreitungsgebiet, das im Bereich Koppenkar und Landfriedtal liegt, über das Edelgrieß S Hunerkogel bis zum Fuß der Dachsteinsüdwand, wo es sich, über Wettersteinkalken der lagunären Fazies liegend, in Form von Erosionsresten bis S Torstein nach W fortsetzt. Nach O reichen, vom Gruberkar ausgehend, Ausläufer bis N Kampspitze, wo sie Dolomiten der Hallstätter Entwicklung auflagern bzw. S Wasenspitze bis zum Luserriedel. Lithologisch als grauer meist stark zerrütteter Massendolomit mit häufig erkennbaren dolomitierten Kalkschwämmen charakterisierbar, ist aufgrund einer karnischen Conodontenfauna mit *Gondolella polygnathiformis* NE Guttenberghaus aus Rotkalkeinschaltungen eine Bezeichnung als Tisovec-Dolomit möglich. Seine unregelmäßige randliche Begrenzung lagert diskordant über Karbonaten unterschiedlicher Faziesbereiche und Alters: Der Südrand wird aus Wetterstein-Tisovec-Kalken der Lagune, Rifff- und Hangfazies bzw. Hallstätter Kalken und

Dolomiten, der Nordrand aus Dachsteinkalken der Lagune und Riffazies gebildet. Weiters folgt der Grenzverlauf nicht der Streichrichtung des gebankten Dachsteinkalkes.

Sowohl eine Interpretation des Dolomitvorkommens als karnisches Schichtglied (Hauptdolomit im Sinne von GANSS, KÜMEL und NEUMANN, 1954) zwischen Wettersteinkalk und Dachsteinkalk als auch die Vorstellung einer Hebung an Brüchen aus dem Untergrund sind deshalb nicht möglich. Ein Einfallen unter Dachsteinkalke liegt nicht vor bzw. wird das Oberkarn, wie neue Datierungen mit Conodonten ergeben haben, bereits durch eine Tisovec- und Hallstätter Kalk-Entwicklung (oder dolomitisierte Äquivalente des Silberkares) repräsentiert.

Eine sekundäre, lappenförmig in unterschiedliche Faziesbereiche eingreifende Dolomitisierung ist als Genese gleichfalls auszuschließen, da keine dolomitisierten Übergänge zu den umgebenden Serien vorhanden sind.

Die Beobachtung, daß die Dolomite einem Erosionsrelief auflagern, welches einer E-W-orientierten, karförmigen Senke mit z.T. steilen Flanken im Norden und Süden entspricht, läßt als Interpretation nur noch eine sekundäre Überschiebung in Form einer Deckscholle offen. Eine mögliche Verfrachtung des Dolomitvorkommens durch glaziale Eisbewegungen erscheint dem Autor auch durch die Beobachtung von gelblichen Sinterbelegen an den Kontaktflächen zum umgebenden Gestein nicht ganz von der Hand zu weisen!

Gosauvorkommen im Bereich der Kalchwand

Es kann in eine Transgressionsserie mit Grobkonglomeraten, Feinbrekzien, rötlichen Kalkareniten und grauen, gebankten Sandsteinen sowie eine überlagernde Mergelserie vom Typ der Nierentaler Schichten mit Rotpeliten gegliedert werden. Die nördliche Begrenzung zwischen dem Taleinschnitt N Feisterer im W bis S der Torbachklamm im E wird durch die basale, unter die Hallstätter Entwicklung fallende Dolomitserie gebildet, unter welche die Mergelserie steil abtaucht. Der Südrand des Gosaustreifens lagert auf den weiß-gelblichen Massenkalken der Kalchwand bzw. auf Werfener Schieferen östlich davon. Ein direkter Zusammenhang mit dem Gosauvorkommen des Hühnerkogels (N Rabenkögel; siehe A. MEIER & F. TRAUTH [1936]) wird für möglich gehalten und könnte noch überprüft werden.

Massenkalk im Bereich

Kalchwand – Hühnerkogel – Rötelstein

G. MANDL (1987, Arbeitstagung der Geol. B.-A., Schladming) hat die Argumente, die für Plassenkalk sprechen, zusammengefaßt. Die zur Kalchwand lithologisch äquivalenten Karbonate des Rötelsteines, welche jedoch zusätzlich von roten Tonadern und Lagen durchsetzt sind, haben S Sulzenhals aus einer Brekzie, deren Komponenten dem weiß-gelblichen Massenkalk des Rötelsteines entsprechen, aber Übergänge zu Rotkalk aufweisen, durch *Gondolella constricta* hingegen einen Hinweis auf mitteltriadisches Alter geliefert.

Störungssysteme

Die N Dachsteinsüdwandhütte nach Osten zwischen Vd. und Nd. Türlspitz verlaufende, steil N fallende Bruchstörung bewirkt eine Absenkung der südlichen Bruchscholle um über 100 Meter. Es kommt lokal zu einer Serienverdoppelung von Werfener Kalk, Dolomit und Hallstätter Kalk. Eine mögliche Fortsetzung nach

Osten zur Hölltal-Störung wird durch die überlagernde Tisovec-Dolomitserie verdeckt.

Im Bereich des Dachsteinplateaus E Gjaidstein (Gjaidsteingrube, Lange Grube) ist innerhalb der Zone des gebankten Dachsteinkalkes ein NW-SE-orientiertes Bruchstaffelsystem wahrscheinlich, welches die nordöstlichen Bruchschollen treppenförmig absenkt. Es verläuft annähernd parallel zur Streichrichtung der Bankung und erklärt ansonsten aufgrund der Fallwerte anzunehmende Mächtigkeiten von weit über 1000 Meter im Dachsteinkalk.

Zusammenfassung von Neuergebnissen

- 1) Verlagerung der lagunären Dachsteinkalkfazies im ?Obenor nach Süden im Bereich Kl. Gjaidstein, Dirndln und Koppenkarstein: Überlagerung der Kalkschlamm Onkolithfazies durch gebankten Dachsteinkalk.
- 2) Unternorische Riffazies zwischen Eselstein, Feister Scharte und NW Hölltal: Alterseinstufung pelagisch beeinflusster Vorriffbereiche.
- 3) Oberladinisch bis oberkarnische Wetterstein-Tisovec-Kalk-Entwicklung:
 - a) Vertretung des Oberladins entlang des Südrandes durch Hallstätter Fazies: Serie mit schwarzen Plattenkalken
 - b) Entlang der Linie Torbachklamm, Silberkar und Wasenspitze sind auch karnische Anteile durch eine Dolomitserie (primär Hallstätter Entwicklung wahrscheinlich aufgrund Conodontenführung) ersetzt.
 - c) Wettersteinkalk in lagunärer Fazies im Bereich Scheiblingstein – Vd. Türlspitz
 - d) Wettersteinkalk der zentralen Riffazies z. B. SE Scheiblingstein und S Gamsfeldspitze
- 4) Fehlen des terrigenen Unterkarns innerhalb der Wetterstein-Tisovec-Kalk-Entwicklung
- 5) Innerhalb der Hallstätter Entwicklung bildet das Niveau der roten Knollenkalke einen Leithorizont im Grenzbereich Unter-Oberladin.
- 6) Die karnische Dolomitserie des Koppenkares, Landfriedtales und seiner Ausläufer ist kein Teil der Schichtfolge, sondern eine einem Erosionsrelief diskordant auflagernde Deckscholle.
- 7) Innerhalb der Basis der Hallstätter Entwicklung konnte ein anisischer Anteil durch *Gondolella bulgarica* nachgewiesen werden.
- 8) Das Gosauvorkommen N Kalkwand ist vom Feister Tal bis SW Torbachklamm verfolgbar.

Blatt 132 Trofaiach

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf den Blättern

132 Trofaiach und 133 Leoben

Von SIEGFRIED HERMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen einer Arbeit, sich mit der Problematik von Altkristallinschollen an der Basis der Norischen Decke (Typus Kaintaleckschollen) befassend, wurden Geländeaufnahmen nördlich der Linie Laintal III östlich

Trofaiach – Kaintaleck – Oberdorf an der Laming durchgeführt.

Die generelle Streichrichtung im Kartiergebiet verläuft NE–SW mit mittelsteilem bis flachem Einfallen gegen NW. Nahe der Trofaiachlinie ist ein merkliches Umbiegen des Streichens auf etwa N–S mit Westfallen zu erkennen.

Folgende Groseinheiten, die für eine lithologische Beschreibung herangezogen werden, können vom Liegenden ins Hangende ausgeschieden werden:

- Veitscher Decke
- Silbersbergdecke
- Kristallinschollen (Kaintaleckschollen)
- Altpaläozoikum der Norische Decke

Veitscher Decke

Schwarze bis dunkelgraue, feinblättrige, oft graphitführende Phyllite sind das dominierende Schichtglied. Daneben treten selten plattige und feldspatführende Metasiliziklastika auf. Nordöstlich Laintal III stehen blaugraue, dm-gebankte Kalkmarmore mit geringmächtigen Serizitquarziten in Verbindung.

Silbersbergdecke

Diese Einheit ist charakterisiert durch einen dominant grünlichen Habitus einerseits und andererseits durch seine tektonische Stellung zwischen Graphitkarbon im Liegenden und retrograd metamorphen Kristallingesteinen im Hangenden. Gute Aufschlußverhältnisse bietet eine Schlucht nördlich Wieser im Obertalergraben.

Die Basis zeigt extrem deformierte Quarz-Chlorit-schiefer (mitunter auch karbonatführend), die in bis 15 m mächtige quarzgeröllführende Konglomeratschiefer überleiten. Darüber folgen silbrig glänzende, feinschiefrige Phyllite mit Einschaltungen geringmächtiger Porphyroide und Metatuffite. Alle diese Gesteine lassen sich als „Alpiner Verrucano“ interpretieren. Punktuell sind in den hangenden Partien dunkelgraue laminierte oder auch massige Kalkmarmore vorhanden.

Kaintaleckschollen

Dieses polymetamorphe Kristallin mit seiner Typuslokalität Kaintaleck erreicht maximal 80 m Mächtigkeit, ist von Laintal III bis Oberdorf an der Laming durchgehend zu verfolgen und liegt etwa konkordant in der Gesamtabfolge. Lediglich nördlich Kaintaleck ist ein spitzwinkeliges Heranstreichen der darüber liegenden Abfolge aus dem Kartenblatt ablesbar.

Epidotführende Amphibolite, die mit gelben Marmorbändern in Verbindung stehen, stellen die Hauptmasse des Kristallins dar. Diese können wechselnde Mengen von Granat führen, wobei dieser stets einen symplektischen Saum aus Epidot, Zoisit und Quarz aufweist. Oft sind auch die Kerne in Chlorit umgewandelt.

Weiters treten auch plagioklasführende Amphibolite und Granatamphibolite (östlich Höhenpunkt 1198, Typus Ritting) auf. Häufig zeigen Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer und Granatphyllite im Liegendenteil des Kristallins weitere Verbreitung. Eine starke Phyllo-nitisierung gestaltet eine Unterscheidung zu den umgebenden Phylliten schwierig.

Nördlich Laintal III findet man zwei Serpentinittkörper assoziiert mit Tremolit-Serpentin und Talk-Tremolitschiefern. Als Intrusiva treten im Kristallin auf:

- Pegmatit mit bis zu 2 cm großen Muskovitscheitern;
- ein stark deformierter Pegmatit;
- schieferungskonkordante Aplitgänge.

An einem neu angelegten Forstweg östlich Maxl konnte eruiert werden, daß in diesem Bereich mindestens zwei Schollen stockwerkartig übereinandergeschuppt vorliegen, getrennt durch Metasilite und Phyllite. Als Exotika treten glimmerfreier Granatgneis, kristalline Geröllschiefer, Grobkornamphibolit und schwarzer Quarzgranatschiefer als Linsen in den Amphiboliten auf.

Norische Decke

Die Hauptmasse dieser Einheit repräsentieren Phyllite. Darin wird eine Suite von Gesteinen zusammengefaßt, die in ihrem Quarzgehalt sehr stark schwanken. Es existieren alle Übergänge von weichen, feinstblättrigen Quarzphylliten im eigentlichen Sinn über dünnblättrigen Quarzphylliten bis zu quarzitähnlichen, sehr harten Gesteinen. Eine weitere Variation ergibt sich durch Farb-abstufungen von blau, grau und braun bis hin zu violett, grünlich und silbrig weiß. Ein allgemeiner Trend weißt in Richtung zunehmenden Quarzgehalt vom Liegenden ins Hangende. In dieser Masse phyllitischer Gesteine sind eingeschaltet:

- 1) An der Basis geringmächtige Marmore, vergesellschaftet mit hochdeformierten Quarziten und dunkelgrünen magnetitführenden Chloritquarziten.
- 2) Ein Metaporphyroid (Porphyroid I) mit schwankender Mächtigkeit zwischen 20 und 80 m. Konkordant in Phylliten eingelagert ist dieser verwitterungs resistente Horizont über weite Strecken gut auskartierbar. Das Gestein ist im mm-Bereich in helle und dunkle Streifen gebändert, in denen in wechselnden Mengen bis cm-große rotierte oder kantige Feldspäte schwimmen. Meist sind die Porphyroklasten jedoch nicht größer als 2 mm. Östlich Riegler konnten auch Einschaltungen von Phylliten und Quarziten beobachtet werden.
- 3) Ein Grüngesteinshorizont (Chlorit, Epidot, Quarz, Karbonat und opake Minerale als Hauptkomponenten) erreicht maximal 50 m Mächtigkeit. Hangparalleles Einfallen nördöstlich Lautscherkoppe erzeugt den Charakter einer Deckscholle und bewirkt großräumige Verbreitung. Die Verwitterung erzeugt speziell an diesem Gestein Blockschutt mit Komponenten in Kubikmeterdimension. Einschaltungen von grünen Quarziten finden sich nördöstlich von Konradtörl. Gegen Osten verliert dieser Zug stark an Mächtigkeit. Am Sender (NN 1227 m) östlich Oberdorf a.d. Laming scheint eine Verzahnung mit dem Blasseneckporphyroid zu bestehen.

Der Porphyroid bildet im Nordostteil des Kartiergebietes einen mächtigen Körper. Im Bereich Kampeck – Goldbrunn nimmt seine Mächtigkeit abrupt ab und ist nördlich Tirscher bereits ausgekilt. Am Nordabhang des Kampeck sind sandige Phyllite, hellgraue Sandsteine und ein zweites Paket dunkler Phyllite, weiters Kristallaschen- und Lapillituffe zwischengeschaltet. Eine Abfolge von Phylliten über dem Porphyroid erlangt durch einen merklichen Anstieg an Quarz und Feldspat einen sandigen bis grauackelähnlichen Habitus. Am gegen Nordost ziehenden Rücken westlich Petersbauernbach ist diese Abfolge grobklastisch entwickelt. Hier kommen in einem 60 m mächtigen Profil neben Phylliten, hellen Quarziten und schwarzen Kieselschiefern auch polymikte Konglomerate vor.

Hangend folgt ein horizontbeständiges, stark verschiefertes, örtlich verfaltetes pyritführendes Kieselschieferpaket. Darüber folgen Kalke, die durch einen

Phyllithorizont in zwei Einheiten gegliedert werden. Eine untere Folge führt stark geschieferte, serizitreiche, hellgraue Karbonate an deren Basis graue, massige Kalke ausgebildet sein können, die obere Folge zeigt massige oder dm-gebankte Kalke.

Tertiäre Ablagerungen finden sich nur im Laintal. Im Bereich des Gehöftes Moar am Berg wird von Schurfarbeiten an einem Kohleflöz berichtet.

Westlich Oberdorf a.d.Laming konnte eine quartäre Terasse auskartiert werden. Weite Bereiche des kartierten Gebietes, speziell Nordwesthänge, sind, bedingt durch hangparalleles Schichtfallen, aufschlußlos und mit mächtigem Hangschutt bedeckt.

Blatt 133 Leoben

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den basalen Anteilen der Norischen Decke auf Blatt 133 Leoben

Von ROBERT HANDLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Arbeitsgebiet befindet sich im nordöstlichen Teil des Kartenblattes zwischen Oberdorf und St.Katharein a.d. Laming südlich des Laming Baches. Wesentliches Ziel der Geländearbeit war eine detaillierte Profilaufnahme im Zuge derer der Fuß des Kletschachkogel-Nordhanges bei Oberdorf kartiert wurde. Als Süd- und Ostbegrenzung des Arbeitsgebietes wurde die Verbreitung der Veitscher Decke gewählt, die zwischen Niederdorf und Rastal unter die glaziale Überdeckung des Lamingtales abtaucht. Die Westbegrenzung bilden der Obertaler- und der Wiesergraben. Die an dieses Gebiet westlich anschließende Fortsetzung wurde im gleichen Jahr von S. HERMANN kartiert.

Im Hangenden der Veitscher Decke folgt eine klastische Sequenz, darauf eine Kristallinscholle und schließlich wieder eine Abfolge klastischer Sedimente, die sich jedoch deutlich von denen im Liegenden des Kristallinvorkommens unterscheiden. Auf Grund des Vergleiches der Lithostratigraphie mit jener in St. Katharein a.d. Laming und am Silbersberg bei Gloggnitz wird diese klastische Abfolge zwischen der Veitscher Decke und der Kristallinscholle einer neuen Decke, der „Silbersberg-Decke“, zugeordnet.

Die Schichten der Veitscher Decke fallen flach mit etwa 35° gegen NW ein während die Gesteine der Silbersberg-Decke mit etwa 50° nach NNW und jene der Norischen Decke mit etwa 50° gegen N einfallen.

Veitscher Decke

Diese wird teils von schwarzen, metallisch glänzenden Schiefen, teils von hellen, massigen Kalken, sowie von Magnesiten, die im hinteren Obertalergraben abgebaut werden, aufgebaut.

Silbersberg-Decke

Die unmittelbar im Hangenden der Veitscher Decke liegende Silbersberg-Decke beginnt mit einer etwa 300 m mächtigen monotonen Folge grüner Kalkphyllite.

Das Gestein zeigt eine deutliche Schieferung und Crenulation, sowie typisch limonitisch angewitterte Kluftflächen. Am Waldrand N des Gehöftes Wieser konnte eine maximal 5 m mächtige Einschaltung aus Grünschiefern aufgefunden werden.

Im Hangenden dieser monotonen Serie wird es auffallend bunter. Es folgt erst ein maximal 20 m mächtiger Span graubrauner Phyllite, gefolgt von einer etwa ebenso mächtigen Schuppe aus schwarzen Phylliten und vereinzelt auch Karbonaten, die offenbar eine lokale Einschuppung der Veitscher Decke darstellen. Hangend davon folgt mit einem scharfen Kontakt eine 140 m mächtige klastische Sequenz, die mit einem Grobkonglomerat beginnt, gegen das Hangende hin immer feinkörniger wird, und schließlich über Metapsammite in dunkelgraue bis graubraune Phyllite überleitet. In diese Abfolge ist, etwa 3 m über ihrer Basis, ein ca. 2 m mächtiger Amphibolit konkordant eingeschaltet.

Bei dem Grobkonglomerat handelt es sich um ein polymiktes, stark deformiertes Parakonglomerat. Die Komponenten können in den basalsten Anteilen über 40 cm groß werden. Die Gerölle bestehen aus maximal 2–3 cm großen, weißen und roten Quarzen, Quarziten, Epidositen, sowie aus bis zu kopfgroßen, grob- bis mittelkörnigen Orthogneisen. Die Matrix ist feinschiefrig-phyllitisch und besteht vor allem aus Hellglimmer und Karbonat. Die asymmetrische Form der Komponenten läßt den Schluß auf eine Bewegung des Hangenden gegen Norden zu. Konglomerate desselben Typs konnten teilweise im unmittelbar Hangenden der Veitscher Decke aufgefunden werden und stellen offenbar lokale Einschuppungen des „Silbersbergkonglomerates“ zwischen der Veitscher Decke und der grünen Kalkphyllitsequenz dar.

Die Metapsammite im Hangenden zeigen einen massigen Habitus, gelegentlich finden sich Lagen mit beträchtlichen Mengen von Streuglimmer aus bis zu 3 mm großem Muskovit und Biotit. Die Korngröße der Komponenten nimmt gegen das Hangende scheinbar kontinuierlich ab. Stellenweise sind reine Quarzite und extrem chloritreiche Lagen in die sonst recht glimmerreichen Metapsammite eingeschaltet.

Die Phyllite sind sehr feinkörnig und zumeist von heller graubrauner, seltener dunkelgrauer Färbung. Sie lassen sich dadurch und durch das Fehlen einer deutlichen Crenulation stets von den Phylliten der Veitscher Decke und jenen der monotonen Kalkphyllit-Sequenz unterscheiden. Im hangendsten Anteil durchschlägt ein dichter basischer Gang diskordant die klastischen Abfolge und bewirkt eine intensive Rotfärbung der ihn umgebenden Phyllite.

Kristallinscholle

Im Hangenden dieser klastischen Abfolge konnte ein Kristallinvorkommen aufgefunden werden. Die schlechten Aufschlußverhältnisse in diesem Teil des Profils lassen eine Beurteilung, ob es sich hier um einen primären sedimentären, oder um einen tektonischen Kontakt handelt nicht zu. Die Gesamtmächtigkeit dieser Kristallinscholle beträgt etwa 140 m.

Unmittelbar westlich der markanten Rippe von Oberdorf auf den Kletschachkogel ist auf 880 m im Aufschlußbereich deutlich eine enge Faltung um eine steil

stehende und mit ca. 40/52 nach NE einfallende Faltenachse erkennbar, die nur die kristallinen Gesteine betrifft. Auffallend ist die extreme Ausdünnung des Hangendschenkels gegenüber dem Liegendschenkeln, was sich vor allem in der höheren Deformation und geringeren Mächtigkeit der Glimmerschiefer zeigt. Die Kristallinscholle beginnt im Liegenden mit mittelkörnigen, Turmalin führenden Granat-Glimmerschiefern. Gegen das Hangende folgen grob- bis mittelkörnige Muskovitgneise und Amphibolite, die mit mehreren, mehrere Zentimeter mächtigen Marmorlagen wechsellagern. Die Amphibolite lassen noch deutlich eine Einregelung ihrer maximal etwa 2 mm großen Amphibole erkennen, die mit 63/37 gegen ENE einfällt. In einigen Aufschlüssen an der Westbegrenzung des Grabens der bei 740 Hm oberhalb der Forststraße von Oberdorf auf die Tulleralm gegen Süden zieht konnten noch Reste stark alterierter etwa 3 mm großer Granate gefunden werden. Die Marmore sind nahezu rein weiße, grobkörnige Kalzitmarmore, stellenweise finden sich auf deren Schieferungsflächen Talkschuppen. Die Wechsellagerung von Amphiboliten mit Marmoren wird von grobkörnigen aplitischen Gängen diskordant durchschlagen.

Norische Decke

Im Hangenden der Kristallinscholle folgen etwa 20–30 m mächtige silbrig-grau glänzende Kalkphyllite, die sich in ihrer Färbung und ihrem Habitus deutlich von den grünen Kalkphylliten im Liegenden der grobklastischen Abfolge unterscheiden lassen. In diese silbrig glänzenden Gesteine sind vereinzelt wenige Zentimeter große Quarze eingelagert. Es ist unklar, ob es sich hierbei um deformierte Geröllkomponenten eines Metakonglomerates, oder aber um deformationsbedingte Quarzknuern handelt.

Die nächst hangende Gesteinsserie bilden massive, etwa 20 m mächtige Grünschiefer, die schließlich in einen ca 10 m mächtigen Amphibolitzug übergehen. Die Amphibolite dieser Einheit sind deutlich heller als die liegenden Amphibolite der Kristallinscholle, auch fehlen ihnen die Einschaltungen von Marmorlagen. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ergeben mikroskopisch Beobachtungen: Während die Amphibole des liegenden Zuges nur einen sehr untergeordneten, bzw. nahezu keinerlei Zonarbau aufweisen, ist ein solcher bei den Amphibolen der hangenden Einheit deutlich ausgeprägt.

Die hangendste kartierte Einheit über der glaziale Überdeckung bilden massive, silbriggraue Quarzphyllite, die den Kalkphylliten zwischen den beiden Kristallinvorkommen makroskopisch sehr ähnlich sind, jedoch keine Karbonatführung erkennen lassen. Die Mächtigkeit dieser Abfolge beträgt mindestens 100 m. Die auf den Schieferungsflächen dieser Phyllite befindliche Streckungsliniation weist die gleiche Richtung wie die Amphibolregelung der Amphibolite auf und fällt mit 56/21 gegen NE.

Die gesamte Abfolge wird im E-Teil des kartierten Gebietes entlang einer steil stehenden, sinistralen Blattverschiebung um etwa 250 m versetzt. Die Störung folgt dem Verlauf des Grabens unmittelbar westlich des Rabensteinergrabens und stellt wahrscheinlich eine rotierte Riedl-Störung zur südlich des Arbeitsgebietes gelegenen Trofaiach-Linie dar.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 133 Leoben

Von JOSEF NIEVOLL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde das Altpaläozoikum nördlich von Niklasdorf kartiert. Die Begrenzung im Osten bildet der bei St. Dionysen in die Mur mündende Kotzbach, die westliche Begrenzung der von Köllach nach Nordwesten bis zum Kreuzsattel verlaufende Rücken.

Lithologie

Das Gebiet wird überwiegend aus Phylliten und Grünschiefern aufgebaut. Die Phyllite weisen im einzelnen zwar eine beträchtliche Vielfalt auf, eine kartenmäßige Untergliederung wurde jedoch wegen der allmählichen Übergänge bzw. der im Profil rasch wechselnden Typen nicht vorgenommen.

Charakteristisch für den Kotzgraben nördlich St. Dionysen sind graue Phyllite mit sandigen bis quarzitischen Lagen und Bänken, deren Dicke meist im Bereich von 5 mm bis 10 cm liegt. Im Kotzgraben südlich der Annakapelle (693 m) sowie westlich der Kirche erreichen die Sandsteine z.T. Mächtigkeiten von einigen Metern. Die Korngröße bleibt in diesen häufig schwach karbonatischen Lagen unter 1 mm. Östlich und nördlich vom Lammerkogel sowie an der Zufahrt zum Brandner beinhalten die Phyllite dünne graphitreiche, kieselige Partien. Vor allem um das Gehöft Joglbauer treten Phyllite und Siltsteine auf, die in Abständen von einigen Millimetern hellgrau-dunkelgrau anwittern.

In den Phylliten südlich und westlich der Grünschiefer ist ebenfalls häufig eine Feinschichtung erhalten. Hellgrüne Quarzite, die in Millimeterabständen von Serizit-Chlorithäuten durchzogen werden, ziehen vom Eingang des Kohlbrandgrabens über das Hohe Kreuz in den Kletschachgraben. Östlich Harb stehen ähnliche Gesteine an. Nördlich Köllach, am Proleber Berg und beim Pachler dominieren braungrau verwitternde, siltige bis feinsandige Grauwacken mit Feldspat- und Hellglimmerdetritus. An einigen Punkten, sowohl nördlich als auch südlich der Grünschiefer, sind gelbbraun verwitternde Kalkschiefer mit Chlorithäuten auf den Schieferungsflächen aufgeschlossen (Joglbauer, Forstwegkehre auf 920 m ca. 500 m NE Lammerkogel, Unterer Thamerauer, Köllacher Berg ca. 250 m N Punkt 784).

Getrennt von den Phylliten dargestellt wurden grobkörnige Quarzswacken bis Feinkonglomerate (Korngröße um 3 mm, max. bis 10 mm), die in geringer Mächtigkeit zwischen Oberem Thamerauer und Kohlbacher, am Köllacher Berg und im Kletschachgraben südlich und westlich Einöder auftreten (hier begleitet von feinkörnigen Quarziten).

Die Grünschiefer wurden jüngst von P. SCHLAEGEL genauer beschrieben (Abh. Geol. B.-A., 43, 1990). Nach den Reliktstrukturen handelt es sich vorwiegend um Tuffite, untergeordnet treten Basalte und Tuffe (Aschen-, Kristall- und Lapillituffe) auf. Eine kartenmäßige Untergliederung erschien wegen der starken tektonischen Überprägung bzw. der Aufschlußsituation nicht sinnvoll.

Im Kotzgraben sind entlang der Trofaiachlinie dunkelblaugraue bis weiße Marmore eingeschleppt. Sie werden aus dem Karbon der Veitscher Decke abgeleitet, da sie beim Pucher von typischen Karbonschiefern begleitet werden.

Lagerungsverhältnisse und Tektonik

Wie aus der Verbreitung der Grünschiefer und auch der Quarzwacken hervorgeht, streichen die Gesteine nördlich Pichldorf und Mötschlach NW-SE, biegen am Köllacher Berg nach E-W bis WSW-ENE um und streichen im Kletschachgraben wiederum NW-SE. Grünschiefer und Phyllite werden hier an der Trofaiachlinie schräg abgeschnitten. Im Aufschluß- bzw. Handstückbereich ist in den Phylliten die ursprüngliche Lagerung, d.h. die sedimentäre Schichtung, meist nur noch relik-tisch erhalten, da sie von der zweiten Schieferung mehr oder weniger vollständig überprägt ist. Die zweite Schieferung fällt generell sehr flach bis flach gegen S bis SW, im Kotzgraben auch teilweise auch flach gegen E. In den sandigen bis quarzitären Partien ist die (In-tern-)Schichtung meist gut erhalten. Vereinzelt belegen dünne Quarzgänge parallel zur Schichtung die Existenz einer ersten Schieferung. Schichtung und erste Schieferung, wenn erkennbar, sind praktisch in jedem Aufschluß verfaultet bzw. zerschert. Die Amplitude dieser zweiten Falten variiert zwischen einigen Millimetern und mehreren Dezimetern, wobei die Dicke der sandigen bis quarzitären Lagen maßgebend ist. Der Aufschluß am Fußweg zwischen der Kirche St. Dionysen und der Kapelle westlich davon bietet ein schönes Beispiel dafür: die dicksten Bänke haben Amplituden um 20 cm, die phyllitischen Partien Amplituden von einigen Millimetern und darunter.

Auch das Aussehen der zweiten Falten ist material-abhängig: in den Phylliten sind sie als Runzelung ausgebildet, die eng bis isoklinal verfaulteten Sandsteinbänke haben runde Scheitel, die gelbbraun verwitternden Kalkschiefer zeigen Isoklinalfalten mit stark gelängten Schenkeln. Die Achsen der zweiten Falten liegen meist parallel zum Einfallen der zweiten Schieferungsflächen. Subnormal zu den Achsen der zweiten Falten ist auf den Schieferungsflächen häufig eine feine Runzelung bis Knitterung entwickelt.

In den Tuffiten am Forstweg nordöstlich Seidler sind Fließfalten zu beobachten, wie sie nur im hochplastischen Zustand entstehen: allem Anschein nach handelt es sich um sedimentäre Falten.

Blatt 133 Leoben

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gleinalmkristallin auf Blatt 133 Leoben

Von EIKE PAUL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das zu kartierende Gebiet war der nördliche Abhang der Hochalpe südlich der Mugelkuppe zwischen Leoben und Bruck a. d. Mur und wurde im Maßstab 1 : 10.000 kartiert. Das Arbeitsgebiet ist Teil des polymetamorphen Grundgebirges der Gleinalm und grenzt im Norden an das Mugel-Rennfeldkristallin. Eine zusätzliche Begrenzung stellen die E-W-verlaufende Trasattel-Linie als nördliche Grenze und die ebenfalls E-W-verlaufende Pöller-Linie als südliche Grenze dar. Diese jung-tertiären sinistralen Störungen haben für das Arbeitsgebiet gefügedominante Bedeutung.

Das Arbeitsgebiet umfaßt im Wesentlichen fünf lithologische Einheiten, die alle dem Kernkomplex des Gleinalmkristallins zugerechnet werden. Das Generalstreichen ist etwa E-W, das Einfallen zwischen 30 und 85 Grad generell nach Norden bzw. seltener nach Süden. Das wechselnde Einfallen aller kartierten Einheiten macht eine intensive Verfaltung deutlich. Generell scheinen jedoch die tiefsten Einheiten im Süden aufzutreten, die im Norden von den höheren überlagert werden.

Die tektonisch tiefste Einheit bilden die Amphibolite südlich der Hochalm. Diese Amphibolite bilden eine einheitliche mächtige Abfolge von feinkörnigen, teilweise mylonitischen, feinlaminierten bis feingebänderten Amphiboliten. Sie zeigen zum Unterschied zu den noch zu besprechenden Amphiboliten nur vereinzelt Granat (max. wenige Millimeter). Orthogneiszüge innerhalb dieser Amphibolite treten nur knapp nördlich der Lokalität Almwirt auf. Eine Verzahnung mit Orthogneisen im Westen wird vermutet.

Ein Muskovitgneis ist flächenmäßig weitverbreitet und überlagert die Amphibolite südlich der Hochalm. Diese Gneise sind durch eine ausgeprägte Schieferung und den hohen Gehalt an Hellglimmer und Granat charakterisiert. Der Mineralbestand schwankt im Detail. Als Hauptbestandteile lassen sich Feldspat, Hellglimmer, Biotit, Quarz, Granat und Chlorit erkennen. Neben der ausgeprägten Schieferung ist, wie eigentlich für das gesamte Arbeitsgebiet gültig, eine E-W-streichende Streckungslineation signifikant. Dieser gesamte Komplex selbst ist ebenfalls intern verfaultet. Wechselnde Einfallrichtungen bei gleichbleibendem Streichen deuten darauf hin.

Möglich ist eine Unterscheidung von einer von Biotit dominierten hangenden, nördlichen und von Hellglimmer dominierten, liegenden, südlichen Zone (Wetterkogel - Herrenkogel). Auffallend sind auch quarzreiche Partien, diese konnten jedoch wegen der z. T. schlechten Aufschlußverhältnisse nicht abgegrenzt werden. Unterbrochen werden diese Gneise von häufig granatführenden Amphiboliten, die ihrerseits wieder mit Orthogneisen wechseln. Sie sind mit den Gesteinen aus dem Amphibolitkomplex makroskopisch vergleichbar. Wechselnde Mächtigkeiten lassen auf eine Boudinierung dieser Amphibolit-Orthogneiswechselfolge schließen. Auch sie zeigen eine deutliche Streckungslineation, sind ebenfalls wie die Muskovitgneise verfaultet und haben genauso wie die Gesteine des Amphibolitkomplexes pygmatische, ältere Faltenstrukturen.

Die darüber folgenden Granatglimmerschiefer überlagern bzw. unterlagern den noch zu besprechenden Amphibolitkomplex. Diese beiden Züge unterscheiden sich makroskopisch lediglich durch die unterschiedliche Größe der Granate. Der hangendere der beiden Züge hat im allgemeinen eine gröbere Ausbildung der Granate. Ihre Größe schwankt zwischen einem Zentimeter und maximal drei Zentimeter. Im Gegensatz dazu zeigt der liegende der beiden Züge Granate in der Größe von einem bis maximal eineinhalb Zentimeter. Neben diesen Porphyroblasten zeigt das Gestein eine deutliche steil N-fallende Schieferung und eine flach liegende Streckungslineation. Scherbänder zeigen linksseitigen Bewegungssinn an. An anderen Mineralen finden sich Felspat, Quarz, Hellglimmer und wenig Biotit. Quarz ist im allgemeinen nur schwach vertreten, jedoch gibt es vereinzelt Linsen mit hohem Quarzanteil. Auffallend ist auch die starke limonitische Verwitterung

und die offene Verfaltung, wieder angezeigt durch wechselseitiges Einfallen der prägenden Schieferungsflächen. Im südöstlichsten Eck des Arbeitsgebiets (Bei den drei Pfarren) finden sich wenige Aufschlüsse von nur hier gefundenen hellen Glimmerschiefern mit Quarz und Granat, von feinkörnigem Hellglimmergneis (Paragneis) und von einem sehr feinkörnigen, quarzarmen, feldspatreichen, biotithältigen Orthogneis. Dieser Zug ist vermutlich mit dem liegenden, oben beschriebenen, Glimmerschieferzug ident.

Der Amphibolitkomplex zwischen den beiden Granatglimmerschieferzügen zeigt alle Übergänge von z.T. reinem, feinkörnigem Amphibolit ohne Granat, zu Granatamphiboliten mit bis zu einem Zentimeter großen Granaten. Ebenfalls stark wechselnd ist der Gehalt an Biotit, Quarz und Feldspat (Plagioklas). Auffallend ist der deutliche Wechsel von dunklen, amphibolitischen Lagen, \pm Granat, und hellen, sauren, quarzfeldspatreichen Lagen, \pm Granat, im Millimeter-, aber auch im Dezimeter- bis Meterbereich. Überwiegend sind Granatbänderamphibolite mit bis zu dezimetergroßen Quarzkauern. Boudins und ältere, pygmatische Faltenstrukturen sind Anzeichen eines älteren, amphibolitfaziellen Deformationsereignisses. Diese Orthogesteine sind zumeist granatführend. Auch hier ist eine deutliche Schieferung und Streckungslineation erkennbar. Das wechselnde Einfallen zeigt ganz besonders hier die deutliche Verfaltung im gesamten Gebiet. Ein Metatonalitkomplex bildet die hangendste lithologische Einheit im Arbeitsgebiet. Er setzt sich aus einem massigen, auffallend hellen, feldspatreichen, stark geschieferten Metatonalit und einer bunten, diesen Metatonalit einhüllenden Gesellschaft von Amphiboliten zusammen. Diese einhüllenden Amphibolite, die z. T. aus plagioklasarmen Amphiboliten und Plagioklasamphiboliten bestehen, zeigen fließende Übergänge zum Metatonalit. Eine genaue Abgrenzung war nicht möglich. Zur Vereinfachung wurden diese Gesteine deshalb zu einem Komplex zusammengefaßt. Auffallend ist das fast völlige Fehlen von Granat in diesen Gesteinen. In stark gescherten Bereichen (Trasattel-Linie) ist neben einer starken Chloritisierung und teilweise auch Biotitisierung eine ausgeprägte Limonitisierung der Gesteine auffallend. Die Ursache dieser Limonitisierung liegt wahrscheinlich in der Verwitterung spröde bis semiduktile deformierter Gesteine nahe der Trasattel-Linie. Die z.T. limonitisch verwitterten und chloritisierten Gesteine, vor allem im Norden des Arbeitsgebiets, sind Ausdruck dieser sinistralen Bewegung. Störungsinduzierte N-S-verlaufende Gräben an der Nordseite, an denen relativ Versätze auskartiert werden konnten, sind als antithetische, z. T. rotierte Bewegungszonen zu dieser sinistralen Trasattel-Linie interpretierbar. Widersprüchlich dazu sind die aus dem Kartenbild ersichtlichen Versätze, die jedoch durch mögliche Blockrotationen erklärbar wären.

Jüngste Ablagerungen wie Hangschutt und Talalluvionen sind vor allem auf die Niederungen im Hauptbereich der beiden Störungen, sowie auf die Gräben und die Hochflächen (Herrenkogel – Wetterkogel) beschränkt. Die starke Verblockung in den Gräben und die starke Verwitterung und Kohäsionslosigkeit der dort auftretenden Gesteine hat eine genaue Zuordnung der Gesteine dieser Bereiche nicht sinnvoll erscheinen lassen. In der Karte werden Hangschutt und Talalluvionen getrennt ausgeschieden. Aus diesen Gründen war auch eine detailliertere Geländeaufnahme der Gesteine

in den Störungsbereichen nicht oder nur z.T. möglich und sinnvoll.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Gleinalmkristallin auf den Blättern 133 Leoben und 163 Voitsberg

Von PETER RAUCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierarbeiten während des Jahres 1990 umfassen das Gebiet zwischen dem Gebirgsrücken Eiblkogel – Fensteralpe im Nordwesten, dem Neuhofgraben, zwischen Wirtshaus Hoyer und Gasthof Preiß im Süden, dem Kreuzbach im Südwesten und dem Kleintal im Nordosten.

Im Kartiergebiet liegen drei Einheiten des Gleinalmkristallin vor, und zwar (vom Liegenden zum Hangenden) der Kernkomplex im Norden, der Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex und der Speikkomplex im Süden.

Kernkomplex

Der Kernkomplex umfaßt den Hauptteil des Gebietes. Er ist in einer Antiform aufgeschlossen. Im Liegenden tritt die mächtige Amphibolit-Gneis-Lagenserie (Bänderamphibolit). Der plagioklasarme Amphibolit, von mm bis m mächtig, wechselt mit hellen fein- bis mittelkörnigen, ebenso mächtigen Orthogneislagen, die hauptsächlich aus Quarz und Feldspat und geringen Anteilen an Biotit bestehen. Dieser Orthogneis, sowie ein massiger Amphibolit, einige 10er m mächtig, liegen auch in dieser Serie vor.

Der Orthogneiszug unterscheidet sich nicht vom Gneis der Lagenserie, während der massige Amphibolit sich durch Plagioklasreichtum auszeichnet, wobei der Plagioklas in Bänder und Lagen, z.T. stark gefaltet, sowie als Klaster in mm-Größe vorliegen kann.

Darüber folgen geringmächtige Schuppen eines massigen Amphibolites mit jeglichen Übergängen zum plagioklasarmen Granatamphibolit. Dazu kommt noch, im Bereich der Kerschbaumerhütte, ein fein- bis mittelkörniger Biotit-(Hornblende-)Plagioklas-Gneis mit wechselnden Anteilen an Hornblende. Dieser Gneis ist auch im Kleintal, nahe dem Autobahn Südportal, angrenzend an einen, aus Granatamphibolit bestehenden Faltenkern, zu finden.

Als Hangendabschluß tritt der Augengneis auf, ein dunkler, biotitführender, mittelkörniger Gneis mit z.T. cm-großen Feldspatporphyroklasten.

Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex

Der Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex lagert dem Kernkomplex auf. Er keilt in Richtung Nordost am Bergrücken zwischen Neuhofgraben und Kleintal aus. Es ist ein rund 50 m mächtiger Zug aus Granatglimmerschiefern, deren Granat- und Biotitgehalt ins Liegende hin variiert.

An der Zufahrtsstraße zum Bauernhof Pabi, an der Grenze zum Augengneis, finden sich im Granatglimmerschiefer zwei rund 2 m mächtige, feinkörnige, graue Kalksilikatfelsbänder.

Speikkomplex

Der Speikkomplex liegt wiederum im Hangenden über dem Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex und macht

den südlichsten Teil des Kartiergebietes aus. Er ist dominiert von Granat-Amphibolit, der aber immer wieder in massigen, granatarmen oder z.T. durch mm-dicke Plagioklaslagen gebänderten Amphibolit übergeht.

Am Bergkamm südlich des Lammkogels, in 1100 m Seehöhe, ist im Amphibolit des Speikkomplexes ein feinschiefriger Serpentin zu finden, der stark verfalltet ist und vom generellen Streichen der Gesteine des Speikkomplexes deutlich abweicht.

Die Gesteinszüge streichen generell NE-SW und liefern im Süden ein allgemein steileres Einfallen (rund 50°, z.T. bis 70°) gegen SSE, als im Norden (rund 20°, z.T. bis 40°) gegen NNW.

Tektonisch zeigt das Gebiet eine Antiform mit im Aufschluß beobachtbaren Kleinfalten, deren Faltenachsen nahezu parallel zur Antiformachse ENE-WSW liegen. Die Achse der Antiform zieht etwa über die Kreuzung Farnbach - Lammgraben, den Lammkogel, dem Humpelgraben bis zum Kreuzsattelgraben in einer Höhe von 1300 m. Die Streckungsliniation fällt im Norden der Antiformachse mit ca. 10° gegen NNE und im Süden ebenso mit ca. 10° SSW ein.

Etwas nördlich der Antiklinalachse, in der Linie Wieselhütte - Lammhütte vermute ich eine Störung, die parallel zum Streichen der Gesteine verläuft, da sonst im Bereich Eiblkogel - Polsterkogel der Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex, möglicherweise auch der Speikkomplex, wieder auftreten müßten. Hinweise auf eine Störung geben nur eine abgetrennte Schuppe eines dort auftretenden massigen Amphibolitluzes und geomorphologische Charakteristika, wie Einschnitte und Verebnungen an den Bergkämmen, nicht jedoch strukturelle Merkmale.

Das Gestein ist stark geklüftet, ohne daß eine Vorzugsrichtung deutlich erkennbar wäre. In einzelnen Aufschlüssen sind bis zu acht verschiedene Kluftrichtungen feststellbar.

Quellaufnahmen zeigen, daß vor allem der S- und W-Teil des Gebietes stärker entwässert wird als der N- und E-Teil, jedoch unabhängig von der Morphologie.

Generell gute Aufschlüsse findet man nur entlang der Forststraßen, wobei die Gebiete um den Humpelgraben, den Lammkogel, den Lammgraben und den Köhlergraben recht gut aufgeschlossen sind.

Am Hauptkamm Eiblkogel - Polsterkogel ist vorwiegend Hangschutt zu finden.

Auch im Glimmerschiefer sind nur dort Aufschlüsse zu finden, wo anthropogene und fluviatile Einflüsse anstehendes Gestein aufgeschlossen haben. Ansonsten dominiert erdiger Hangschutt.

Siehe auch Bericht zu Blatt 132 Trofaiach von S. HERMANN.

Blatt 144 Landeck
Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
in den zentralen Lechtaler Alpen
(Madautal und Parseier Tal)
auf Blatt 144 Landeck

Von HARALD ANDRULEIT
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den Spätsommermonaten 1990 wurde das hintere Madautal und der Ausgang des Parseiertals im Bereich

des Röttal-Halbfensters im Maßstab 1 : 10.000 neu kartiert.

Der größte Teil des Gebietes befindet sich im Bereich der Lechtaldecke. Nur im Norden umfaßt das Arbeitsgebiet mit der Torspitz-Schuppe noch einen Teil der ehemals vollständig überlagernden Inntaldecke.

Die Gliederung der Schichtfolge richtete sich im wesentlichen nach der von AMPFERER (1932) etablierten Stratigraphie. Im Sinne von JACOBSHAGEN (1965) wurden die Allgäuschichten in drei Einheiten untergliedert und Stufenkalkäquivalente sowie Manganschiefer auskartiert. Besonders mächtige, linsige Kalkbänke der Kössener Schichten wurden mit einer Übersignatur gesondert ausgewiesen.

Die Kartierergebnisse bestätigen weitgehend die Geländebefunde SARNTHEIN's (1962) und BANNERT's (1964). In der Interpretation wird hingegen das dekontektonische Modell TOLLMANN's (1971) gestützt.

Im folgenden werden die fünf im Arbeitsgebiet abgrenzbaren tektonischen Einheiten von Norden nach Süden vorgestellt:

Die Torspitz-Schuppe bildet im Bereich des Kartiergebietes eine vollständig von Hauptdolomit aufgebaute interne Schuppe der Inntaldecke aus, die den zur Lechtaldecke gehörenden Saxerspitz-Sattel überschiebt. Eine stratigraphische Verbindung ist im Arbeitsgebiet nachweislich nicht vorhanden und daher eine Deckengrenze im Sinne TOLLMANN's (1970) wahrscheinlich.

Nahezu dem Verlauf des Röttales folgend taucht der nur schlecht aufgeschlossene Baumgartner-Sattel mit 35° nach Osten ab. Nord- und Südflügel um den Sattelkern aus Kössener Schichten sind intern verfalltet.

Die isoklinale, nordvergente Sonnengampen-Mulde mit einem Kern aus Kreideschiefern taucht mit 40° nach WSW ab. Der Nordflügel leitet kontinuierlich in den Baumgartner-Sattel über. Der Südflügel ist bis auf einen zerscherten Span aus Aptychenkalk vollständig vom Hauptdolomitkern des Saxerspitz-Sattels überschoben. Südlich des Röttales taucht ein spitzer, in zwei Teilsättel zerlappender Internsattel auf und spaltet die Synklinalen in zwei Teilmulden. Nördlich des Röttales ist der Internsattel nicht mehr nachweisbar. Ein beidseitiges Achsenabtauchen ist somit zu vermuten.

Das großräumige, mit 30° nach Osten abtauchende Gewölbe des Saxerspitz-Sattels ist die beherrschende tektonische Struktur des Arbeitsgebietes. Im Westen eine eigene Schubmasse ausbildend liegt der Hauptdolomit des Sattelkerns den Kreideschiefern der Sonnengampen-Mulde auf. Nach Nordosten geht die Überschiebungsweite bei gleichzeitiger Ausbildung einer Stirnfalte zurück. Unter einem System kleinerer Überschiebungen tauchen die Schichtglieder des zunehmend vollständigeren und überkippten Nordflügels am Nordhang des Röttales auf. In diesem Gebiet konnten die Kartierbefunde von BANNERT (1964) und WIEGER (1989) entscheidend ergänzt und revidiert werden. Die tektonische Anbindung von Nord- und Südhang des Röttales kann entgegen deren früheren Auffassungen ohne die Annahme einer talparallelen Störung erreicht werden. Der ungestörte Südflügel leitet in das südwärts gelegene Freispitz-Synklinorium über.

Mit der nördlichen Teilmulde und einer südlich anschließenden Überschiebung wird das großräumige Freispitz-Synklinorium nur zum Teil vom Arbeitsgebiet erfaßt. Kontinuierlich aus dem Südflügel des Sa-

xerspitz-Sattels überleitend taucht die Synklinale mit Mittleren Allgäuschichten im Kern mit 27° nach Osten ab. Entgegen den Befunden von SARNTHEIN (1962) und BANNERT (1964) zeigen die erreichten Kartierergebnisse, daß die Synklinale nicht von ihrem eigenen Südflügel, sondern von dem Nordflügel einer neuen südwärtigen Teilmulde überfahren wurde.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck

Von KARL KRAINER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden die geologischen Aufnahmen am NW-Rand des Kartenblattes (Lechtaler Alpen) fortgesetzt. Die Kartierungsarbeiten konzentrierten sich auf den Bereich zwischen Alperschontal und Parseiertal (Saxerspitze, 2690 m und Freispitze, 2884 m) südlich Madau.

Der Bereich unmittelbar südlich Madau zeigt eine normale Abfolge von Allgäuschichten, geringmächtigem Radiolarit, Aptychenschichten bis in die Kreideschiefer und stellt die östliche Fortsetzung des Südchenkels der Greitjochspitzantiklinale dar. Der steile Abbruch unmittelbar nördlich der Saxeralpe ist im wesentlichen aus teilweise verfalteten Allgäuschichten und Radiolarit aufgebaut. Östlich der Saxeralpe sind im Bereich des steilen Abbruches eine Reihe von Störungen mit N-vergerten Aufschiebungen zu beobachten.

Die Almfläche selbst liegt auf Aptychenschichten und Kreideschiefern. Südlich der Saxeralpe, in ca. 2190 m, nahe der Überschiebungsfläche zum Hauptdolomit, sind in die Kreideschiefer mehrere m mächtige, gebankte und massige, fein- bis mittelkörnige Sandsteine eingeschaltet, wie sie bereits von anderen Stellen (z. B. Bericht 1987) bekannt sind (auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen, Blatt Parseier Sp. von AMPFERER als „Breccien mit *Orbitulina concava*“ ausgeschieden).

Dieser jurassisch-unterkretazische Gesteinszug läßt sich sowohl nach Osten als auch nach Westen über Vorder-Hinterappenzell bis zum Alperschontal verfolgen. Auf die Kreideschiefer von S aufgeschoben ist der im Bereich der Saxerspitze recht mächtige, nach W tektonisch ausdünnende Hauptdolomit. Die Aufschiebungsfläche verläuft ungefähr E-W und fällt mit 40–50° nach S ein. Im Bereich der Aufschiebungsfläche, die S der Saxeralpe und im Bereich Vorder-Hinterappenzell streckenweise schön aufgeschlossen ist, sind sowohl Kreideschiefer als auch Hauptdolomit tektonisch stark beansprucht.

Der Hauptdolomit der Saxerspitze und seiner östlichen Fortsetzung (östlich des Parseierbaches) ist auch intern stark gestört, zeigt steile (45–50°), N-vergente, rampenartige Aufschiebungen (z. B. Westseite des Parseierbaches) und damit verbundene N-vergente Faltenstrukturen, die z. B. östlich des Parseierbaches eindrucksvoll zu beobachten sind.

Unmittelbar westlich des Gipfels der Saxerspitze sind in den Hauptdolomit entlang einer bedeutenden Störung stark tektonisch überprägte und verfaltete (teilweise fast steilstehende Falten) Kössener Schichten eingeklemmt, die nach Osten, zum Gipfelbereich der Saxerspitze hin, tektonisch völlig auskeilen, sich

nach Westen bis zur Hinteren Alperschontalpe und weiter bis unmittelbar S des Schafjochs verfolgen lassen, wo sie dann ebenfalls tektonisch auskeilen. Beiderseits des Alperschontales im Bereich der Hinteren Alperschontalpe ist über dem dort tektonisch reduzierten Hauptdolomit eine normale Abfolge mit Kössener Schichten, Oberrhätalken (im Bereich Dreischartlkopf in einer z.T. fossilreichen Oolithfazies entwickelt) und darüberfolgenden jurassischen Gesteinen aufgeschlossen.

Südlich der Saxerspitze ist dagegen die Grenze zwischen Hauptdolomit und den darüberfolgenden Serien tektonisch gestört. Kössener Schichten sind nur in der Scharte zwischen Saxerspitze und Freispitze in tektonisch reduzierter, stark gestörter Form aufgeschlossen und keilen sowohl nach W als auch nach E tektonisch rasch aus, sodaß dann Oberrhätalke direkt an den Hauptdolomit grenzen. Am Ausgang des großen Kares zwischen Saxerspitze und dem Jägerrücken sind über dem Hauptdolomit nochmals tektonisch gestörte Kössener Schichten aufgeschlossen. Östlich des Parseierbaches (Bereich NW der Oberlahmspitze) ist dagegen wieder eine mehr oder weniger ungestörte Abfolge vom Hauptdolomit bis in die Allgäuschichten zu beobachten.

In der Scharte zwischen Saxerspitze und Freispitze folgen über den bereits erwähnten tektonisch ausgedünnten Kössener Schichten Oberrhätalke, darüber ebenfalls tektonisch gestörte, relativ geringmächtige Allgäuschichten in einer stark mergeligen, bioturbaten Fazies mit selten Ammoniten. Innerhalb der Allgäuschichten sind geringmächtige manganführende Schiefer und darüber, ebenfalls nur wenige m mächtig, rötliche Mergel entwickelt, wie sie weiter im W (Bereich Fensterle) aus den Oberen Allgäuschichten in größerer Mächtigkeit bekannt sind. Über den Allgäuschichten sind im Bereich dieser Scharte noch geringmächtige, schwer zugängliche Radiolarite und mächtige Aptychenschichten aufgeschlossen. Letztere bauen den Jägerrücken auf. Das sehr schwer begehbare Massiv der Freispitze – Rote Platte – Rotspitze besteht aus jurassischen und untergeordnet unterkretazischen Gesteinen und zeigt einen komplizierten, E-W-gerichteten und tektonisch stark gestörten Faltenbau.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen auf Blatt 144 Landeck

Von JOACHIM KUHLEMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Frühjahr 1990 wurde die im Sommer 1989 begonnene Kartierung des westlichen Sulzeltales abgeschlossen.

Das Gebiet ist innerhalb der Lechtaldecke in sieben etwa E-W-streichende Faltelemente gegliedert (von N nach S, vergl. Vorjahresbericht): Burkopfsattel, Tajaspißmulde, Baumgartner Sattel, Freispitz-Synklinorium, Guflesattel, Feuerspißmulde und Aplespleis-Sättel.

Die Tajaspißmulde trägt in ihrem Kern drei entwurzelte Strukturen (von unten nach oben): „Faldemon-schuppe“ (Inntaldecke), Rotschrofenschuppe (Lechtaldecke) und die Deckscholle der Griebtaler Spitze (Inntaldecke).

Die Ergebnisse der vorjährigen Geländearbeit wurden im wesentlichen bestätigt. Nur der Bau des steilstehenden Südflügels der Taspitzmulde erwies sich als komplexer als zuvor beobachtet. Es zeigt sich, daß der Radiolarit am Rand der Talsohle durch intensive Spezialfaltung verdickt worden ist. Etwa 50 m oberhalb der Talsohle wurde eine lokale Einfaltung von jüngeren Allgäuschichten innerhalb des Radiolarits festgestellt. 400 m oberhalb der Talsohle ist lokal Aptychenkalk eingefaltet.

Ähnliche Spezialfalten treten vor allem innerhalb der Rotschrofenschuppe auf, deren komplexer synklinaler Baustil bestätigt wurde. Tektonische Detailelemente innerhalb der Schuppe deuten auf eine südwestgerichtete Rücküberschiebung der Inntaldecke hin, deren Reste als Deckscholle der Griebtaler Spitze das Hangende der Rotschrofenschuppe bilden. Die Westkomponente dieser Rücküberschiebung zeigt einen Versatz von mindestens 60 m. Eine beträchtliche Südkomponente der Rücküberschiebung von vermutlich mehreren 10er-Metern ist in Aufschuppungen innerhalb des Hauptdolomits der Deckscholle zu erkennen. Besonders ausgeprägt sind diese Schuppungen insbesondere in den Nordosthängen der „Westlichen Feste“ (Drei Festen), wo zwischen zwei große Schuppen aus Jüngeren Allgäuschichten eine Mélange aus Kössener Schichten und Hauptdolomit der Inntaldecke gequetscht wurde.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
in den zentralen Lechtaler Alpen
(hinteres Röttal, Alblitalm)
auf Blatt 144 Landeck**

Von HELGE MEGGERS
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den Spätsommermonaten 1990 wurde das hintere Röttal und der Bereich der Alblitalm am Westende der zentralen Lechtaler Alpen im Maßstab 1 : 5.000 neu kartiert.

Das Kartiergebiet befindet sich am Westende der Inntaldecke und umfaßt im Bereich des Röttaler Halbfensters Teile der Lechtal- sowie der Inntaldecke.

Die Gliederung der Schichtfolge richtete sich im wesentlichen nach der von AMPFERER (1932) etablierten Stratigraphie. In Anlehnung an JACOBSHAGEN (1965) wurde eine Untergliederung der Allgäuschichten in drei Einheiten vorgenommen (vgl. hierzu Kartierung von SARNTHEIN, 1962), von denen im Kartiergebiet die Älteren und die Mittleren Allgäuschichten anstehen. Abweichend von der geologischen Karte SARNTHEIN's (1962) wurden im Sinne JACOBSHAGEN's (1965) Kieselige Kalke auskartiert. Zusätzlich sind Manganschiefer und Epsilonalkalk gesondert ausgewiesen und in den Kössener Schichten linsige, mächtige Kalkbänke mit einer Sondersignatur versehen worden.

Die Kartierergebnisse bestätigen im wesentlichen die Geländebefunde von SARNTHEIN (1962). Durch neue Detailbefunde wird das deckentektonische Modell TOLLMANN's in geringfügig modifizierter Form gestützt.

Im folgenden werden mit dem Freispitz-Synklinorium im Süden und dem nördlich anschließenden Saxerspitz-Sattel die Strukturen der Lechtaldecke kurz skiz-

ziert. Daran anschließend sollen die Strukturen der Inntaldecke von NW nach SE vorgestellt werden.

Lechtaldecke

Das zum größten Teil außerhalb des Kartiergebietes gelegene Freispitz-Synklinorium reicht mit der Unterlahms-Mulde als nördlichster Teilmulde bis in das Kartiergebiet hinein. Entgegen SARNTHEIN (1962), BANNERT (1964) und WESTRUP (1970) wird der Nordflügel der Mulde nicht von ihrem eigenen Südflügel überschoben, sondern von einer rückwärtig anschließenden Schubmasse, die sich dahingehend von der Unterlahms-Mulde unterscheidet, daß ihre Allgäuschichten nicht rein kalkig, sondern kieselig ausgebildet sind. An der Basis der Überschiebung stehen 4 Rhätolias-Riffkalk-Schuppen an, die im Hangenden reliktsch von Rotkalk, Kalkigen Älteren Allgäuschichten und Mittleren Allgäuschichten überlagert werden und in die Mittleren Allgäuschichten der Unterlahms-Mulde einspießen. Die Überschiebung ist entgegen BANNERT (1964) und WESTRUP (1970) auch am Nordhang des Röttales nachzuweisen, wo die Schichtfolge der Unterlahms-Mulde sukzessiv überschoben wird.

Der mit 25° nach ESE abtauchende nordvergente Saxerspitz-Sattel mit einem Kern aus Hauptdolomit ist die beherrschende tektonische Struktur der Lechtaldecke im Kartiergebiet. Die Jungschichtenfolge am Scheitelbereich der Antiklinale ist im Zuge der Inntaldeckenüberschiebung zu einem großen Teil weggeschliffen und nur noch reliktsch erhalten. In die Kössener Schichten des Nordflügels wurde ein Hauptdolomitspan des Sattelkernes eingearbeitet.

Zwischen der Lechtal- und der Inntaldecke liegt der tektonisch eigenständige Schuppenteppich des Streichgampenjöchls. Dieser vermittelt zwischen den deutlich aufgeschlossenen Überschiebungen der Inntaldecke im Bereich des Schweinerückens und in der Region südlich der Torspitze. Der Schuppenteppich enthält entgegen TOLLMANN (1971) Reste von Kieseligen Älteren Allgäuschichten der Lechtaldecke. Fraglich ist der Verlauf der Deckengrenze im Bereich der Alblitalm, da sich durch Moränen- und Schotterüberlagerung nur spärliche Aufschlußverhältnisse bieten. Neben der von TOLLMANN (1970) postulierten „Alblitstörung“ muß eine zweite, nahezu parallel im NE verlaufende Störung angenommen werden, um den Schuppenteppich an die Überschiebung der Inntaldecke im NW anzubinden.

Inntaldecke

Die Inntaldecke ist durch die Ausbildung lokaler Schubmassen charakterisiert, die nach Norden zunehmend tektonische Eigenständigkeit erlangen. In Analogie zu SARNTHEIN (1962) können zwei zeitlich aufeinanderfolgende Schubrichtungen aus Richtung Süden bzw. aus Richtung Osten angenommen werden.

Die Torspitz-Schuppe aus Hauptdolomit und Kössener Schichten überschiebt den Saxerspitz-Sattel der Lechtaldecke. Reste von Kieseligen Älteren Allgäuschichten an der Basis der Überschiebung lassen auf eine Schubrichtung der Torspitz-Schuppe aus Süden, aus der Richtung des Vorkommens von Kieseligen Älteren Allgäuschichten im Freispitz-Synklinorium, schließen. Ein Verband mit Schichten des Saxerspitz-Sattels liegt nicht vor, da nach ANDRUEIT (1991) weiter westlich ausschließlich Kalkige Ältere Allgäuschichten anstehen.

Nach Osten folgen mit der Landschaftseck-Schuppe und der Landschaftsspitz-Schuppe zwei weitere dachziegelartig überschiebende Schuppen. Zu der Landschaftsspitz-Schuppe ist die südlich anschließende, ENE-abtauchende Alblit-Mulde zu rechnen, welche steilachsig verfaltete Kössener Schichten führt, die bis zur Alblithütte ziehen. Die Kössener Schichten der Alblit-Mulde streichen im Westen um die Streichgampen-Schuppe herum und ziehen in Richtung ENE durch die Streichgampenpleisen. Sie wurden dort durch die Überschiebung der südlich anschließenden Streichgampen-Mulde interngefaltet.

Die im Arbietsgebiet nur aus Hauptdolomit bestehende Streichgampen-Schuppe östlich des Streichgampenjochs ist antiklinal gebaut. Die Sattelachse fällt mit 34° nach Osten ein. Die Schuppe überschiebt aus östlicher Richtung Schattwalder Schichten der Alblit-Mulde.

Abweichend von der geologischen Karte SARNTHEIN's (1962) stehen in den Streichgampenpleisen am West-Fuß der Leiterspitze Kössener Schichten an. Diese bilden die nach ESE abtauchende Streichgampen-Mulde und werden im Süden von einer weiteren internen Schubmasse der Inntaldecke überfahren.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen (östliches Sulzetal) auf Blatt 144 Landeck

Von BRITTA NEUBOURG
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die im Sommer 1989 begonnene Kartierung des Östlichen Sulztales wurde im Frühsommer 1990 überprüft und abgeschlossen. Die Befunde der vorjährigen Geländeaufnahme wurden bestätigt.

Von Norden nach Süden sind folgende wichtige tektonische Einheiten der Lechtaldecke zu beobachten (vgl. auch Vorjahresbericht): Burkopf-Sattel, Gramaiser Jungschichten-Zone, Tjaspitz-Synklinorium, Blahdenmahd-Baumgartner-Antiklinorium, Freispitz-Synklinorium, Gufle-Sattel, Feuerspitz-Mulde. Die Hauptfaltzüge streichen überwiegend 80–100° und sind nordvergent.

Die im Vorjahresbericht ausgeführten Grundzüge der lokalen Tektonik konnten am Blahdenmahd-Baumgartner-Antiklinorium weiter verfeinert werden. Südlich des Mittlerkopfes wird der nördliche der drei das Blahdenmahd-Baumgartner-Antiklinorium aufbauenden Sattelzüge an einer bedeutenden, SE–NW-verlaufenden Störung abgeschnitten. Dies Blattverschiebung ist durch sinistralen Versatz von wenigstens einigen hundert Metern gekennzeichnet. Eine geringe vertikale Komponente ist nicht auszuschließen. Die nördlich der Blattverschiebung durch fächerförmig angeordnete kleinere Störungen begrenzten, intern antiklinal gebauten Schuppen sind durch eine geringe Kompression in diesem Bereich der Blattverschiebung entstanden.

Eine tektonische Besonderheit stellt die ausgeprägte Querfaltung im Kartiergebiet dar. Sie läßt keine Anzeichen einer genetisch eigenständigen Faltungsphase erkennen. Es handelt sich, TOLLMANN (1962) folgend, primär um eine Stauchungserscheinung in Querrichtung, die bei der Ausdünnung des Materials während der Ge-

nese der Längsfaltung entstanden ist. Eine besonders deutliche Ausbildung der Querfaltung im Bereich der Tjaspitze ist durch die Auswirkungen der SW gerichteten Rücküberschiebung des sich NE außerhalb des Kartiergebietes befindenden Ruitelspitz-Massivs als Teil der Inntaldecke zu erklären.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck

Von AXEL NOWOTNY

Die Begehungen im Berichtsjahr beschränkten sich auf das Gebiet des Vesulbachgrabens im SW des Kartierungsgebietes einerseits und andererseits auf das nach N anschließende Gebiet gegen den Rifflerkomplex.

Diese Revisionsbegehungen dienten zur Abgrenzung der bereits von W. HAMMER (1924) beschriebenen Biotitfleckenschiefer gegenüber dem Muskovit-Biotitglimmerschiefer und dem wahrscheinlich tiefsten Anteil der im kartierten Gebiet angetroffenen Gesteine dem feinkörnigen Paragneis. Diese letztgenannten Gesteine bauen am SW-Rand des Kartenblattes die Vesulspitze und den Wannengrat auf. Innerhalb dieser dunklen feinkörnigen Gneise konnten mächtige Amphibolitlagen beobachtet werden. Typische Muskovit-Biotitglimmerschiefer, wie sie südlich des Paznaunales allgemein angetroffenen wurden, konnten nicht festgestellt werden. Allerdings scheint der abrupte Wechsel entlang einer E–W-verlaufenden Störung auf das Gebiet beschränkt zu sein, da im E-Bereich des kartierten Gebietes ein allmählicher Übergang der Glimmerschiefer in Paragneise beobachtet werden konnte. Auch das Auftreten der Vulkanitserie im S des Vesulgrabens und nördlich des Paznaunales im Gebiet der Seßladalpe mit hellem und dunklem Gneis und Einschaltungen von Amphibolit (siehe Aufnahmsbericht 1988) zeigt einen Übergang zu Biotitfleckenschiefer und scheint innerhalb der Biotitfleckenschiefer zu liegen.

Im Gebiet SW des Rifflers ist entgegen der Aufnahmen W. HAMMER's eine intensive Wechselfolge von Biotitglimmerschiefer und Amphibolit im Liegenden mit einer Einschaltung von Quarzit und Bänderkalkmarmor festzustellen. Das letztgenannte Gestein ist das westlichste Karbonatvorkommen im kartierten Gebiet und scheint sowohl lagemäßig als auch profilmäßig ident mit dem Vorkommen von Glittstein zu sein (siehe Bericht 1986).

Hangend folgt eine Wechsellagerung von hellem Glimmerschiefer und Biotitglimmerschiefer mit Einschaltungen von Muskovit-Augengneis, welche von der Kt. 2440 über die Hohe Spitze gegen W zu verfolgen sind.

Das hangendste Schichtglied dieses Gesteinspaketes, welches durch eine Störungszone mit breiten Myloniteinschaltungen von der unterlagernden Biotitglimmerschiefer-Amphibolit-Einheit abgegrenzt wird, sind helle Staurolith-Glimmerschiefer, welche die direkte Unterlagerung des mächtigen Biotit-Augengneiskörpers der Durichalpe bilden.

Auch hangend des letztgenannten Komplexes treten wiederum helle Staurolith-Glimmerschiefer auf.

Typische Einschaltungen innerhalb der hellen Glimmerschiefer sind Diabaslagen. Diese sind SE des Latte-

joches entlang des Rauhen Baches und am Rifflakopf zu beobachten. Sie zeigen eine makroskopisch große Ähnlichkeit zu den nördlich im Landecker Quarzphyllit aufgefundenen Grungesteinszügen.

Die eben beschriebene NW-SE-verlaufende Gesteinsfolge läßt sich von Grat der Hohen Spitze und Rifflakopf im N bis in das Gebiet der Diasalpe beziehungsweise Plattwiesen verfolgen. Die tieferen Teile zum Paznauntal sind durch eine mächtige Überlagerung von Moräne und Hangschutt bedeckt. Einzelne Aufschlüsse im Talbereich zeigen jedoch ebenso den intensiven Wechsel von Biotitglimmerschiefer und hellem Glimmerschiefer.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck

Von GERHARD PESTAL

Die Aufnahmen auf Blatt 144 wurden im Berichtsjahr auf das Gebiet Pians – Perjen – Perfuchs ausgedehnt. Weiters wurde eine Vergleichsbegehung mit Kollegen ROCKENSCHAUB im Bereich Perfuchser Schihütte – Zirmegg – Thialkopf durchgeführt (siehe dazu Bericht von M. ROCKENSCHAUB über Blatt 144 in diesem Heft).

Im Bereich Pians – Perjen – Perfuchs wurden die bisher in der Literatur als „Landecker Quarzphyllit“ bezeichneten Gesteine neu bearbeitet. Diaphthoritische Glimmerschiefer wäre die bessere Gesteinsbezeichnung für diesen lichtgrauen, zumeist quarzreichen, phyllitischen Hellglimmerschiefer, der das vorherrschende Gestein dieses Gebietes ist. Quarzlagen und -knauern sowie eben meist aber flachwellige s-Flächen bestimmen den Habitus dieser WSW-ENE- bis W-E-streichenden Gesteinszüge. Zwischen Zintkopf und Neablekopf, sowie im Bereich Pians ist das alte Gefüge der Hellglimmerschiefer bereichsweise noch gut zu erkennen. Einige in diesen Gebieten aufgesammelte Proben führen bis 3 mm große, recht gut erhaltene Granate. Daneben treten aber auch Lagen auf in denen Anstelle der Granate nur noch grünliche Flecken im Gestein zu erkennen sind. Der diaphthoritische Hellglimmerschiefer zeigt in nahezu allen Dünnschliffen reliktischen Granat (z.T. nur noch Chloritpseudomorphosen nach Granat). Makroskopisch erkennbarer Biotit konnte nur in einem einzigen Aufschluß im Dawinwald 500 m SW der Grinner Schihütte aufgefunden werden. Wie der Schliffbefund zeigt, ist der Biotit im bearbeiteten Bereich meist durch die Diaphthorose retrograd in Chlorit umgewandelt worden. Mehrmals waren bis 4 mm große Feldspatknotten in den diaphthoritischen Hellglimmerschiefern zu erkennen. Im Bereich Grins – Stanz konnten Proben mit ca. 3 mm großen (alten) Hellglimmern beobachtet werden.

Im NE-Teil des Arbeitsgebietes gehen die diaphthoritischen Hellglimmerschiefer allmählich in helle Phyllite über. Etwa ab der Linie Lattenbach – Schmitte – Loch – Stanz – Perjen, also mit leicht schrägem Zuschnitt an die Kalkalpenbasis heranreichend, sind makroskopisch und mikroskopisch keine Relikte einer älteren Grünschieferfazialen Metamorphose mehr auffindbar. Der hier anstehende helle Phyllit besteht hauptsächlich aus Quarz und Hellglimmer und ist bereichsweise disseminiert vererzt. Er entspricht lithologisch weitgehend einem als Quarzphyllit zu bezeichnenden Gestein.

Die in den Bereichen Pians, Grins, Graf, Bruggen, Loch, Stanz und W Perjen aufgefundenen Schotter wurden kartenmäßig von Moränenmaterial sowie von hauptsächlich kalkalpinem Hangschutt getrennt. Eine genauere Einstufung und Analyse dieser Schottervorkommen ist jedoch noch ausständig.

Das Gebiet südlich der Linie Perfuchs – Birchegg bis hinauf zur Perfuchser Schihütte in ca. 1700 m Sh. wird von einer mächtigen abgesackten Masse eingenommen. Es handelt sich dabei um in postglazialer Zeit versackte Felspartien, die nun teilweise im Verband größerer Schollen, teilweise in kleinere Schollen bis Grobblockwerk aufgelöst vorliegen. Als Gesteinsbestand tritt hauptsächlich diaphthoritische Hellglimmerschiefer auf; untergeordnet treten Feldspatknottenschiefer und Zweiglimmerschiefer in Erscheinung. Am stehengebliebenen Grat zwischen Zappenhof und Thialkopf sind noch zahlreiche Abrißkanten und Doppelgratbildungen erkennbar. Rezente Hangbewegungen konnten jedoch nur noch in einem kleinen Bereich zwischen Hammerlehütte und Thialmühle beobachtet werden.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck

Von MANFRED ROCKENSCHAUB

Auf dem Kartenblatt Landeck wurden 1990 die Gebiete nordöstlich der Thialspitze und der westliche, auf Blatt 144 liegende Teil des Venetberges geologisch kartiert.

Am Thialkopf stehen gut erhaltene, makroskopisch keine retrograden Erscheinungen zeigende, Sillimanit führende Zweiglimmerschiefer an, die knapp unterhalb des Thialkopfes von mächtigen Kataklysezonen durchschnitten werden. Diese Kataklysezonen, die SE des Thialkopfes mächtige Einschaltungen von Alpinem Verrucano und vereinzelt von mesozoischen Karbonaten aufweisen, wurde früher als tektonische Grenze zwischen dem klassischen Silvrettakristallin und der Phyllitgneiszone interpretiert. Gerade das Profil zum Thialkopf zeigt aber, daß diese Zone im und nicht an der sogenannten Basis des Silvrettakristallins verläuft. Geht man das Profil vom Thialspitz (Grat in Richtung NNE) weiter talwärts, so vergrünt das Silvrettakristallin im Nahbereich der Kataklysezone mit den Einschaltungen von Alpinem Verrucano zusehens und es bekommt einen phyllonitischen Habitus. Im Liegenden dieser stark vergrüntem Gesteine folgen mächtigere Feldspatknottengneise, die makroskopisch kaum Auswirkungen dieser retrograden Überprägung zeigen. Es sind dies reichlich Biotit führende Gneise mit bis zu einigen Millimetern großen Albitblasten. Diese gehen im Liegenden allmählich wieder in stärker vergrünte Gneise über, die aber tw. auch noch Relikte von wenig retrograd überprägten Gesteinen enthalten. Die Grenze zu den tiefer liegenden hellen Muskowit-Glimmerschiefern ist ebenfalls durch einen allmählichen Übergang gekennzeichnet. In diesen Glimmerschiefern und auch in den hangenden Gneisen wurden Staurolithe gefunden. Diese feinkörnigen Glimmerschiefer bestehen hauptsächlich aus Hellglimmer und Quarz. Biotit kann nur sehr untergeordnet beobachtet werden. Weiters treten in wechselhafter Menge Chlorit und etwas Feldspat auf. NNW

von Kellerle, zwischen Inntal und ca. 1300 m Seehöhe wurden zwei größere Vorkommen von Kalksinter kartiert. Das karbonatreiche Wasser stammt aus zahlreichen kleineren Quellen und Vernässungen.

Oberhalb und südöstlich der Thialmühle befinden sich an der orographisch rechten Seite des Thialbaches größere Areale, die von Bergsturzmaterial bedeckt sind.

Die ganze Talflanke SW des Inntales ist bis hinauf zum Thialkopf instabil. Die Kämme zeigen durchwegs Doppelgratbildungen und zahlreiche Abrißkanten. Die Talflanken des Thialbaches und seiner Seitenbäche, schneiden sich meist tief in den Hangschutt ein und sind der Erosion stark ausgesetzt, da sie überwiegend frei von Vegetation sind. Sie weisen zahlreiche frische Anrisse auf.

Die westlichen Ausläufer des Venetberges bestehen hauptsächlich aus den hellen Muskowitglimmerschiefern. Südlich des Schlosses Landeck stehen quarzitisches Glimmerschiefer an, die als Härtlinge, morphologisch deutlich erkennbar, den ca. E-W-streichenden Rücken aufbauen. Die gleichen quarzitischen Gesteine stehen auch im Steilhang südlich des Bahnhofes Landeck an. Westlich des Landecker Friedhofes zieht ein ca. 15 m mächtiger Diabasgang ca. 250 m in nordöstlicher Richtung. Ein zweites, kleineres Diabasvorkommen liegt östlich der Kaserne Landeck. Oberhalb des Schlosses Landeck, beim Schießplatz, aber auch bei der Thialmühle lagern dem Kristallin Reste von postglazialen Schottern mit stark wechselnder Mächtigkeit auf.

Südlich des Inns fallen die Gesteine mittelsteil bis steil gegen S bis SW ein. Mittelsteil gegen N gerichtete Einfallen weisen die Gesteine in den östlichen Ausläufern des Venetsauf. Es ist dies ein Teil des nördlichen Faltenschenkels der Großfalte, die den ganzen Venet umfaßt. Dieses Nordfallen ist am ersten Blick nicht so leicht zu erkennen, da große Bereiche des Kristallins von einer intensiven jüngeren Schieferung überprägt wurden, die seiger steht bzw. steil gegen S einfällt.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
im Unterengadiner Fenster
auf den Blättern
144 Landeck und 172 Weißkugel**

Von FRIEDRICH HANS UCIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung wurde im Berichtsjahr im Bereich der Fließler Stieralm unter Verwendung der Dissertationskarte 1 : 10.000 von I. THUM (1962-1964) und der Karte 1 : 25.000 von W. HAMMER (Jahrb. Geol. R.-A., 1914) fortgesetzt und konnte auf dem Kartenblatt Landeck grundsätzlich abgeschlossen werden, sodaß nur mehr einige Überprüfungen und Ergänzungen notwendig sein werden. Als wichtige Erkenntnis ist festzuhalten, daß auch in diesem Gebiet eine Aufgliederung der Fensterandzone in langhin streichende tektonische Schuppen und bestimmte Gesteinszüge mit eingelagerten Härtlingslinsen von ?Trias-Kalken und -Dolomiten klar erkennbar ist. Es endet aber beispielsweise der die Basis der Prutzer Serie bildende Zug aus Ladiser Quarzit und paläozoischem Quarzphyllit, der E des Inns östlich von Kauns einsetzt (Blatt 145 Imst) nach fast 25 km strei-

chender Erstreckung gegen SW hin mit einigen kleinen Aufschlüssen typischer Gesteine beim Tschigenbach; einzelne, in ihrer streichenden Erstreckung meist begrenzte Linsen von Permo-Skyth-Quarzit treten aber auch noch weiter gegen SW hin auf. Wie im Ausgleich dafür setzen im Gebiet der Fließler Stieralm aber jene Kalke (und Schiefer) des Steinsberger Lias ein, die in teilweise bedeutender Mächtigkeit gegen SW über viele km bis zum namensgebenden Burghügel der Ruine Steinsberg oberhalb Ardez streichen und wegen ihrer im ansonsten fast völlig fossilieren Unterengadiner Fenster relativ reichen Fossilführung seit langem auffällig und berühmt sind. Mit einigen kleinen Vorkommen von meist nicht besonders charakteristischen Gesteinen setzt der Steinsberger Lias SE und S des Martinskopfes ein und erreicht zwischen Oberem und Unterem Malfragkopf bereits große Mächtigkeiten mit teilweise sehr auffälligen Wandbildungen, wobei allerdings nur der nördlichste Teil dieses Liasvorkommens auf dem Blatt Landeck liegt. Dieser Lias-Anteil besteht aus meist hellen, nur eher selten blaßrötlichen, im Liegenden relativ massigen, gegen das Hangende zu aber deutlich gebankten Kalken, teilweise knollig, überwiegend aber feinschichtig - spätig aufgebaut. Sowohl im Querbruch wie auf der angewitterten Oberfläche zeigen diese Kalke immer wieder Belemniten, besonders reich jedoch in den hangendsten, oft nur cm-dünn gebankten, steilstehenden bis sogar etwas überkippten (südfallenden) Kalken. Hangend des Liaszuges folgt zunächst eine bisher nicht bekannte dünne Lage von typischen bunten, höheren Flyschschiefern, darüber dann aber ein relativ mächtiger Zug grauer, kalkiger Schiefer („Neokom-Schiefer“), der gegen NE hin mit wechselnder, z.T. auch nur geringer Mächtigkeit fast bis zum NE-Ende des Fensters reicht und damit einen Leithorizont für die Aufgliederung des Fensterrandbereiches darstellt. Zu erwähnen ist, daß die ersten nordöstlichsten Liasvorkommen keinen zusammenhängenden Gesteinszug bilden, sondern in Form einzelner Linsen und Blöcke inmitten der Neokomschiefer und höheren Flyschschiefer auftreten. In einem Schriff aus einem Block ca. 350 m S des Martinskopfes konnte R. OBERHAUSER *Involutina liassica* (JONES) neben Echinodermenresten und Seeigelstacheln bestimmen und so das Lias-Alter des Gesteines sichern. Der im Hangenden der Neokomschiefer auftretende Zug höherer Flyschschiefer ist in der Umgebung des Oberen Malfragkopfes ungewöhnlich mächtig (max. 200-?300 m) und enthält am NE-Grat des genannten Berges zwei offenbar s-parallel eingelagerte, bis 2 m mächtige Gipslagen, deren westliche sich im Streichen etwa auf 40-50 m verfolgen läßt (bisher unbekannt).

Etwa 700 m NE des Oberen Malfragkopfes wurden die Flyschschiefer an einer kleinen Querverwerfung (wie sie in den früheren Aufnahmeberichten aus dem UEF schon mehrfach beschrieben wurden) etwa gegen N bis auf die Kammhöhe emporgehoben, wobei zwischen dem Kristallin E der Störung und den Schieferen westlich davon wieder eine kleine Linse von hellem, dünngeschichtetem Kalk eingeklemmt liegt. Weiter gegen W wird der Kamm von einer ca. 100-200 m mächtigen und etwa 500 m langen Ophiolith-(?Diabas-) Schieferlinse (?der Arosa-Zone?) aufgebaut.

Die von NE über den Masnerkopf und den Kamm N des Frudigerkopfes in großer Breite heranreichende tiefere Zone höherer Flyschschiefer setzt sich mit relativ guten Aufschlüssen im Bereich des Tschigenbaches

und am Kamm S des Martinskopfes in großer Mächtigkeit auch weiter gegen WSW fort, tritt allerdings W des Zandersbaches auf das südlich anschließende Blatt Nauders (171) über. Nach den vorhandenen Kartenunterlagen von THUM und HAMMER scheint hier (am N-Rand des Blattes Nauders) entlang des Baches zwischen dem Fließer Berg im W und dem Kappler Kopf im E (auf der neuen ÖK 1 : 50.000 ohne Namen) eine NW-SE-streichende Querstörung durchzuziehen, westlich welcher die Gesteinsserien um ca. 200–250 m gegen SE versetzt wurden.

Eine meines Erachtens noch nicht eindeutig geklärte Frage ist das tektonische und fazielle Verhältnis von Ramoscher Zone, Prutzer Serie und Tasna Serie zueinander. Wenn man

- 1) die Liasschichten als Charakteristikum der Tasna Serie, und diese
- 2) als tektonisch Hangendes der Prutz-Ramoscher Zone ansehen will,

dann stehen dem folgende Tatsachen erschwerend entgegen:

- 1) zieht der Steinsberger Lias im Bereich der Fließer Stieralm höchstwahrscheinlich nicht unter das Silvrettakristallin, sondern setzt einfach aus;
- 2) lassen sich die kalkigen grauen Schiefer („Neokom-Schiefer“) im Hangenden der Liaskalke gleichsam als Leithorizont dieser höheren Schuppe am Fenster mit Unterbrechungen fast bis zum NE-Ende des UEF durchverfolgen; und
- 3) tritt auch in dieser höheren Schuppe neben dem Permo-Skyth-Quarzit oft der dunkle paläozoische Quarzphyllit auf, der doch als typisches Gestein der Prutzer Serie angesehen wird. Allerdings scheinen auch diese in tektonisch hoher Position auftretenden Quarzphyllite knapp westlich des Kammes Frudiger K. – Gmairerkopf auszuweichen.

Man gewinnt den Eindruck, daß diese heute die höchstgelegenen Randbereiche des Fensters aufbauenden Teileinheiten und Schuppen einen Fazieswechsel nicht nur in der N-S-Richtung, sondern auch im Streichen der vielfach wahrscheinlich sehr schmalen Teilbereiche erkennen lassen, wozu noch eine überaus komplizierte und verwirrende Detailtektonik kommt.

Auf dem Blatt 172 Weißkugel wurden im NE-Teil des Frudigerjochrückens (Gebiet Sonnberg – Eggele) ergänzende, flächenfüllende Begehungen durchgeführt, die jedoch bei vielfach recht bescheidenen Aufschlußverhältnissen weder innerhalb der monotonen Serien grauer Bündnerschiefer neue petrografische Ergebnisse noch in gefügekundlicher Hinsicht unerwartete Erkenntnisse brachten.

Blatt 148 Brenner

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner

Von GERHARD POSCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Allgemeines

Die quartärgeologische Neuaufnahme der Inntalerrassen auf Blatt 117 Zirl wurde im Mittelgebirgsbereich

südwestlich Innsbruck auf Blatt 148 fortgesetzt. Ferner wurde mit Neuaufnahmen im äußeren Wipp- und Stubaial (Telfes – Schönberg – Stephansbrücke – Mutters) begonnen, deren Abschluß 1991/92 nach nunmehr mehrjähriger Berücksichtigung temporärer Aufschlüsse beabsichtigt ist.

Im faziellen Aufbau des Terrassenkörpers südwestlich von Innsbruck treten im Gegensatz zu den weiter westlich gelegenen Terrassenabschnitten auf Blatt Zirl einige bemerkenswerte Unterschiede auf:

- Fehlen deltaisicher Sedimente innerhalb des Terrassenkörpers.
- Dominanz kalkalpiner (MOA) Kiese, die aufgrund ihrer Lithofazies einem großräumigen Schwemmfächer aus den Kalkkögeln zuzuordnen sind.
- Fallweise Geringmächtigkeit der quartären Sedimente durch seicht liegendes Felsrelief.
- Flächige Verbreitung einer Hangendmoräne (Erratikastreu, Morphologie).

Terrassenaufbau

Die „Bändertone“ beim Ziegelstadl (Figge) an der Basis der Terrassensedimente können bis etwa 675 m SH an der Ostflanke des Eichleiteggs bzw. des Klosterbergs verfolgt werden und gehen graduell in wenige mächtige gut sortierte schräggeschichtete Sande über. An der Axamer Straße stehen diese Sande wechsellagernd mit nordgeschütteten (ca. 5°) Lokalkiesen bis ca. 720 m SH (großer Straßenaufschluß) an. Diese Tone und Sande entsprechen nach derzeitigem Kenntnisstand den feinklastischen Terrassensedimenten westlich von Völs (Blasenberg, Afling). Während diejenigen westlich von Völs jedoch von vorrückenden deltaisichen Sedimenten (Bauhof, Kristen und weiter Delta der Melach) überschüttet werden bzw. mit diesen verzahnen, werden sie östlich von Völs von lokalen Kiesen plombiert, die als lokale fluviatile Sedimente bzw. als Ablagerungen seitlicher großflächiger Schwemmfächer interpretiert werden. Die Ausdehnung dieser Schwemmfächer bzw. dieser Flußlandschaft, die im Osten ganz offensichtlich graduell zu den Ablagerungen aus dem Wipptal überleitet, beträgt zwischen Eichleitegg und Natters-Tiefental rund 3,5 km.

Beiderseits der Schlucht des Geroldsbaches (südlich der Figge), westlich des Sonnenburgerhofs und südlich des Natterer Sees (Neu-Götzens-Tiefental) stehen grobklastische Sedimente als Reste von Randterrassenkörpern bzw. eisrandnahen Ablagerungen an. Vor allem östlich des Geroldsbaches kann die Randterrassenstaffel morphologisch gut gegliedert und somit von den Sedimenten der Hauptterrasse getrennt werden. Vermutlich sind es diese Grobklastika, die von früheren Bearbeitern irrtümlicherweise als „Moräne im Hangenden der Bändertone“ aufgefaßt wurden, da ihre Anlage an die Hauptterrasse nicht erkannt wurde.

Grundgebirge

In der Schlucht des Geroldsbaches ist nahezu über die gesamte Höhe der Mittelgebirgsterrasse Quarzphyllit in teilweise zehnermeterhohen, stark nachbrüchigen Flanken aufgeschlossen. Die Verbreitung des Quarzphyllits nimmt gegen Osten stark zu, – die Quellvorkommen am Klosterberg (ca. 740 m SH südlich Schloß Mentlberg) und die zahlreichen Vernässungen südlich Mentlberg auf ca. 680 m SH sind an die Festgesteinsoberkante gebunden. Östlich und nördlich des Natterbodens ist das Festgesteinsrelief nur von gering-

mächtigen Kiesresten überlagert, vereinzelt finden sich auch Gletscherschliffe (zw. Kote 717 und Mentlbergsiedlung).

Grundmoräne

Die flächige Verbreitung einer Hangendmoräne kann nur an wenigen Aufschlüssen an der Terrassenkante und an temporären Aufschlüssen (Eichhof, Jaga Kreuz, Forstweg in der Flanke nördlich Edenhausen auf ca. 900 m SH) geologisch verifiziert werden, ihre Abgrenzung erfolgt nach morphologischen Kriterien. Es handelt sich dabei um eine Grundmoräne mit einem Mischspektrum aus Stubai Kristallin und MOA Karbonaten. Sie ist offensichtlich geringmächtig und vielfach nur noch als umgelagerter Rest in Form von sandigem Kies mit einzelnen Geschieben erhalten (bspw. Eichleitweg). An ihrer weitflächigen Verbreitung zwischen Natterer See und Natterer Boden besteht jedoch kein Zweifel.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 148 Brenner

Von MANFRED ROCKENSCHAUB

Im Sommer 1990 wurde mit geologischen Aufnahmen westlich des Silltales zwischen Steinach und Grieß am Brenner begonnen. Gegen Osten hin erstreckten sich die Aufnahmen bis etwa zur Linie Bergeralm im Norden und Paulerhof im Süden.

Es ist dies ein Gebiet mit sehr komplizierten tektonischen Verhältnissen. Penninische, mittelostalpine und oberostalpine Gesteine grenzen auf engstem Raum aneinander. Die tektonisch und hier auch topographisch am tiefsten liegende Einheit, das Penninikum, besteht aus Kalkschiefern, Kalkphylliten, Phylliten und Grünschiefern. Überlagert wird das Penninikum tw. von den Sedimenten des Brennermesozoikums aber tw. auch direkt von der Steinacher Decke.

Die westlichen Talflanken des Silltales bauen vor allem dunkelgraue bis schwarze Phyllite mit wechselhaftem Karbonatanteil auf. In den steilen Wandstufen dominieren die kalkreichen Gesteine, wie dunkelgraue Kalkmarmore, Kalkschiefer und Kalkglimmerschiefer. Im Bereich der Nösslacher Verebnung herrschen kalkarme Phyllite und untergeordnet auch schwarze karbonatfreie Phyllite vor. Zum Teil beinhalten diese Bündner Schiefer auch quarzitischer Bereiche. NW und SE von Grieß treten vereinzelt kleinere Linsen von hellen, grauen bis graugrünen Chlorit-Serizit Phylliten auf.

Die Grünschiefer, es sind dies oft gebänderte, feinkörnige, gelbgrüne Gesteine, die reich an Chlorit und Epidot sind, erstrecken sich von Grieß nach N und keilen etwas S Hagaten aus. Zum Teil führen sie auch etwas Karbonat, das makroskopisch in Form von Schlieren und Linsen auftritt. Im Schlierbachgraben sind die Grünschiefer zwischen ca. 1280 und 1300 m mit kalkigen und dolomitischen Lagen durchsetzt. Seltener sind sie sehr quarzreich bzw. quarzitischer ausgebildet. W von Grieß wird der Grünschieferzug von einer Kalkphyllitlage zweigeteilt.

Ein interessantes Profil ist W Grieß unter der Brennerautobahnbrücke aufgeschlossen. Unter den Phylloniten der Steinacher Decke liegen weiße Dolomitmarmore, die von grünlichen Phylliten, grauen karbonatreichen Schiefern und Rauhwacken unterlagert werden.

Nach E hin setzt sich die Schichtfolge in das Liegende mit Kalkschiefern, wechsellagernd mit hellen Serizitschiefern, Grünschiefern, Kalkphylliten und quarzitischer Phylliten fort. S des Obernbergtales ist an der Basis des weißen Dolomitmarmores und mit diesem noch primär verbunden, ein weiß-grau gebänderter Kalkmarmor (?Anis und Ladin) aufgeschlossen. Ob diese Karbonate die südlichen Teile des Schollenteppichs des Brennermesozoikum sind oder ob es sich um unterostalpine Karbonate handelt konnte nicht geklärt werden. In größerer Mächtigkeit tritt das Brennermesozoikum, tektonisch stark gestört SW von Steinach auf. An der Basis liegen plattige Quarzite und Metaquarkonglomerate. Sie werden von weißen bis hellgrauen Dolomiten (? Ladin) überlagert. Das Karn repräsentieren Tonschiefer geringer Mächtigkeit, Tonflaserkalke und vermutlich auch die braunen sandigen Kalke, die mancherorts in Form kleiner Linsen anzutreffen sind. Hellgraue Dolomite und schwarze feinkristalline Kalkmarmore dürften in das Nor bzw. Rhät einzustufen sein.

Ein Span von nicht metamorphen Kalken steckt westlich des Steinacher Berges in ca. 1350 m SH zwischen Steinacher Decke und Brennermesozoikum. Es sind dies graue, massige und zum Teil gebankte Kalke, und rötlich Crinoidenkalke, die durch gefüllte Spalten miteinander verbunden sind. Diese Karbonate werden der Blaser Decke zugerechnet.

Die Grenze zur Steinacher Decke bzw. zum Penninikum markiert eine mesozoische Karbonatschollenreihe. An der Basis einer größeren Dolomitlinse wurde bei Hagaten ein Granitgneiskörper gefunden, der dem Stubai Kristallin zugerechnet wird. Im Bereich Felpertal bis Harland besteht das Brennermesozoikum unterlagernde Kristallin aus den gleichen phyllonitischen Glimmerschiefern bzw. Granatglimmerschiefern wie die basale Steinacher Decke.

Die Steinacher Decke bietet ein eher monotones Erscheinungsbild. An der Basis kommen hauptsächlich Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer vor, die durchwegs extrem phyllonitisiert sind. Weit verbreitet sind auch gneisige Gesteine. Gegen das Hangende zu bekommen die Gesteine einen phyllitischen Habitus. Quarzphyllite, wie sie in der diversen Literatur beschrieben sind, kommen im Kartierungsgebiet nur untergeordnet vor. Es überwiegen gneisige, sehr feldspatreiche Phyllite. Im Bereich Bergeralm wurden einige Diabasgänge auskartiert, die tw. noch reichlich Hornblende führen. Einlagerungen von Eisendolomiten sind besonders im Gebiet um das Nösslacher Joch verbreitet. Kleinere Vorkommen sind jedoch fast überall anzutreffen. Ein größerer Grünschieferzug kommt beim Paulerhof vor und zwei kleinere wurden N Nösslach kartiert. Die karbonen Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer, die oft Pflanzenfossilien führen sind im Bereich Nösslacherhütte und W Hölden verbreitet. Westlich der Nösslacherhütte in 1800 m findet man in den Halden des aufgelassenen Anthrazitbergbaues noch reichlich Graphitphyllite mit Pflanzenfossilien, sowie Anthrazit. Große Teile der Nösslacher Verebnungsfläche sind von Moränenstreu und mehr oder minder mächtigen Moränen bedeckt. Südlich von Steinach erstrecken sich mächtige quartäre Terrassen. Kleinere Terrassen, mit nur wenigen Meter Höhenunterschied kommen entlang der Sill vor.

Die Gesteine der Steinacher Decke, des Brennermesozoikums und des Penninikums fallen mittelsteil \pm gegen W ein. Die Streichrichtung der Lineare schwankt zwischen NW-SE und SW-NE.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 149 Lanersbach

Von OTTO THIELE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde die Kartierung des Kartenblattes mit Begehungen des Terrains zwischen Rastkogel und Penken einerseits und Routen im Zemm-, Schlegel- und Zammergrund andererseits fortgesetzt. Daneben gab es erste Begehungen im Bereich der Nafing Alpe und der nördlichen Lizum.

Im Gebiete des Innsbrucker Quarzphyllit zeigt sich das bekannte Bild eines relativ eintönigen quarzreichen Chlorit-Serizitphyllits von schmutzig grüngrauer Farbe mit häufigen, \pm verquetschten Quarzkauern und gelegentlichen heller grünlichgrauen quarzitischen Bänken sowie Einschaltungen von Metabasiten und dunklem, oft gelbbraun oder rötlichbraun anwitterndem dolomitischem Kalk- bis Dolomitmarmor („Eisendolomit“ z. T.). Im Umkreis des Penken wurden in verschiedenen Schichtgliedern des Unterostalpinen Mesozoikums ohne Erfolg nach Fossilien gesucht.

Im Bereich der Greiner Zone wurde unter anderem der Frage der in den letzten Jahren von immer zahlreicheren Autoren behaupteten E-W-gerichteten Verformung der Tektonite nachgegangen. Auch meine heurigen Beobachtungen bestärken mich in der alten Auffassung, daß die E-W- bis ENE-WSW-verlaufenden Lineationen und Streckungsachsen (z.B. die Ausläuferungen in den Konglomeratgneisen des Haupttals und des Pfitscher-Joch-Gebiets) weit überwiegend echte B-Achsen im Sinne B. SANDERS sind. Sie sind gleichgerichteten Faltenachsen in den überlagernden Serien der jüngeren Schieferhülle zuordenbar. Gelegentliche Scherflächen mit etwa gleichgerichteten A-Lineationen gibt es wohl auch, doch sind diese ganz offensichtlich sekundär und für die Großtektonik eher belanglos.

Blatt 150 Zell am Ziller

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Zell am Ziller

Von ANDREAS SCHINDLMAYR & WOLFGANG ARMING
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Kartierungsarbeit umfaßte in diesem ersten Jahr das Gebiet des Mörchnerkars zwischen Saurüssel und Schwarzensteinkees im Talschluß des Zemmgrundes. Weiters wurden zu Vergleichszwecken Begehungen im näheren Bereich der Berliner Hütte, der Hornspitzen

und des Roßruggs durchgeführt (z.T. auf Blatt 149 Lanersbach).

Die folgende Kurzbeschreibung der auftretenden Gesteine erfolgt an Hand eines S-N-Profiles quer zum regionalen Streichen (ENE-WSW), beginnend vom massigen Innenbereich des Zillertaler Zentralgneiskernes bis zu dessen stärker deformierten Randpartien im Grenzbereich zur Greinerserie.

Die vorherrschende Lithologie des Zillertal-Venediger-Zentralgneiskernes bildet im Bereich des Aufnahmegebietes eine plutonische Einheit von mittel- bis grobkörnigen, meist sehr massigen Metatonaliten bis Metagranodioriten. Diese Gesteine wurden als Zillertal-Venediger-Tonalitgruppe kartiert. Zwischen der oft Hornblende-führenden tonalitischen Variante und den meist Hornblende-freien Granodioriten bestehen fließende Übergänge, was auf eine ehemalige in situ-Fraktionierung des Plutons hinweist. Mitunter nimmt der Kalifeldspatgehalt in den granodioritischen Bereichen kontinuierlich zu, sodaß sich fallweise Übergänge zu mehr granitischen Varianten zu ergeben scheinen. Andererseits kann man auf den Gletscherschiffen unterhalb des Schwarzensteinkeeses in etwa Sh. 2750 m sehen, daß lokal eine etwa 10 m mächtige Intrusion eines derartigen mittel- bis grobkörnigen Metagranitmaterials noch deutlich diskordant die dunkleren Granitoide der Tonalitgruppe durchschlagen hat.

In den mehr tonalitischen Varianten finden sich regelmäßig dm bis 1 m große, dunkle, fein- bis mittelkörnige Biotit-Diorit-Schollen, welche mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine etwa gleichaltrige dunkle Schmelze zurückgehen (Hinweis von G. FRASL auf „cognate enclaves“). Diese je nach Deformationsgrad oval bis fischförmig gelängten Schollen erscheinen oft über weite Strecken gleichmäßig im Tonalit verteilt, allerdings finden sich auch Stellen wo sie in Schwärmen konzentriert vorliegen.

Eine andere Art von dunklen Schollen tritt lokal am Nordrand der Zillertaler Zentralgneismasse auf (z.B. NW-Wandfuß des Roßrugg in Sh. 2050 m). Hierbei handelt es sich um Biotitgneisschollen mit altem anatektischem Gefüge, welches zum Teil diskordant zum umgebenden Zentralgneis steht. Diese Schollen können deshalb als Reste des alten Daches des Zentralgneises interpretiert werden.

Der Zillertaler Zentralgneiskern weist in seinen zentralen Teilen über 200 m große Einschlußkörper von mittel- bis grobkörnigen Metadioriten bis Metagabbros auf (vgl. auch CHRISTA, 1931; PROSSER, 1975; LAMMERER et al., 1976; LAMMERER, 1986). Diese können schon auf Grund dieser auffallend regelmäßigen Verknüpfung mit den hellen Magmatitgruppen als miteinander entstandene, also etwa zeitgleiche Intrusiva des variszischen Zillertal-Venediger-Zentralgneiskernes verstanden werden. Innerhalb von diesen Großschollen findet man starke Korngrößenschwankungen und unterschiedliche Gehalte an Hornblende und Plagioklas. Die größten und massigsten, fast nur aus grünen bis über 1cm großen Hornblenden bestehenden Partien finden sich im Innenbereich der Körper (z.B. am Grat zwischen I. und II. Hornspitze). Gegen den Randbereich nehmen Korngröße und Hornblendegehalt deutlich ab. Die Basitkörper stehen meist in scharfem Kontakt zu den mehr sauren Varianten der Tonalitgruppe (z.B. Grat zwischen II. und III. Hornspitze), und werden von diesem Gestein zum Teil auch gangförmig in-

trudiert (z.B. W unterhalb der Scharte zwischen IV. und V. Hornspitze und NW-Wand der V. Hornspitze). Wegen der unterschiedlichen Festigkeit weisen übrigens die sauren Zentralgneisgranitoide regelmäßig in der Umgebung der Dioritkörper eine deutlich stärkere Deformation auf.

Alle Varianten der Zillertal-Venediger Tonalitgruppe, also die tonalitischen ebenso wie die granodioritischen und granitischen Differentiate werden schließlich noch von jüngeren Ganggenerationen scharf und diskordant durchschlagen (hervorragende Aufschlüsse dazu auf den ausgedehnten Gletscherschliffen unterhalb des Schwarzensteinkeeses zwischen Sh. 2500–2700 m). Fünf Generationen von Gängen können bisher unterschieden werden:

- 1) Die älteste Ganggeneration bilden dm bis m mächtige Aplite und Aplitgranite die als Gangfolge der Tonalitgruppe aufzufassen sind.
- 2) Die älteren Aplite der Gruppe 1 werden von feinkörnigen Ganggraniten durchschlagen, die zum Teil charakteristische mm bis cm große Biotitbutzen führen. Solche können sich zum Beispiel auf den oben genannten Gletscherschliffen über 100 m weit verfolgen lassen. Diese bis einige m mächtigen Granitgänge folgen bevorzugt dem regionalen Streichen und nehmen an Häufigkeit und Mächtigkeit gegen den Nordrand der Zentralgneise zu (hier bis zu 10er m mächtig).
- 3) Diese Ganggranite der Gruppe 2 werden wiederum von dm mächtigen Apliten durchschlagen (z.B. Gletscherschliffe südlich der Berliner Hütte).
- 4) Seltener treten intermediäre biotitreiche Ganggesteine auf, die zum Teil feinkörnige Granitgänge als Aufstiegsbahnen benützen (gemischte Gänge!), aber diese auch völlig verdrängen können bis hin zur selbständigen Platznahme im Zentralgneis. Eine solche Intrusion erreicht auf den Gletscherschliffen unterhalb des Schwarzensteinkeeses in ungefähr Sh. 2700 m eine Mächtigkeit von 50 m und intrudiert hier u.a. auch die Biotitbutzen führenden Gänge der Gruppe 2. Nicht selten führen die jungen granitischen und intermediären Gänge der Gruppe 2 und 4 eckige, dm bis m große Tonalitschollen.
- 5) Als jüngste Ganggeneration intrudieren sowohl parallel als auch quer zum Streichen dm bis m mächtige, feinstkörnige Lamprophyre (CHRISTA, 1931; PROSSER, 1975; LAMMERER, 1986). Gute Beispiele dazu finden sich auf den Gletscherschliffen orographisch rechts (Sh. 2600–2700 m) und links (Sh. 2600 m) oberhalb der Schwarzensteinkeeszung und auf den Hornkeesgletscherschliffen E des Roßrugg (Sh. 2500-m).

Bei der Annäherung gegen den nördlichen Randbereich der Zillertaler Zentralgneismasse fallen zunehmend duktile, überwiegend sinistrale Scherzonen auf, die diesen Bereich der Zentralgneise etwa parallel zum regionalen Streichen steil durchsetzen (siehe auch LAMMERER, 1986; BEHRMANN & FRISCH, 1990). Während sich aber innerhalb des Zillertaler Zentralgneiskörpers solche Scherzonen nur vereinzelt und in geringer Mächtigkeit (<1 m) finden, ist die Deformation am nördlichen Randbereich des Zentralgneiskörpers viel stärker. Zwischen Mörchnerkees und Schwarzensteinkees im Bereich des Großen Mörchners setzt in den Zentralgneisen ein mehrere 100 m mächtiger, parallel

zum Streichen verlaufender Scherhorizont an, der sich nach N hin bis in die Greinerserie hinein ausdehnt.

Auf den Gletscherschliffen unterhalb des Mörchnerkeeses bis hinunter zum Karboden (Schaflahner) treten mittelsteil bis steil NNW-fallende und ENE-WSW-gestreckte Feldspat-Augen führende Gneise auf (vgl. PROSSER, 1975; LAMMERER et al., 1976; LAMMERER, 1986). Diese stehen in tektonischem Parallelkontakt zur südlich anschließenden Zillertal-Venediger-Tonalitgruppe und reichen auf jeden Fall mit über 100 m Mächtigkeit nach N bis zum Saurüssel (nördliche Grenze des Kartierungsbereiches). Diese Augengneise sind sehr inhomogen, und es besteht starke Variabilität in der Größe und Verteilung der Feldspat-Augen ebenso wie in ihrer tektonischen Beanspruchung (Bereiche mit völlig idiomorphen, bis 4 cm großen K-Feldspäten stehen stark augig deformierten Bereichen gegenüber).

Im Bereich der Berliner Hütte bildet eine etwa 100 m mächtige Migmatitzone die ENE-WSW verlaufende Grenze zwischen Zentralgneis und Greinerserie. (CHRISTA, 1931; MORTEANI, 1971; LAMMERER et al. 1976; LAMMERER, 1986). Diese wird in der Hauptsache von einem schlierig-nebulitischen Migmatit bzw. Anatexit gebildet, der eine fein- bis mittelkörnige Grundmasse aus Quarz, Feldspat und Biotit aufweist, worin sich auffällige, oft mehrere cm große idiomorphe Kalifeldspäte befinden. Innerhalb des Anatexits gibt es bis über 1m große eckige bis stark gerundete Amphibolitschollen, die intern eine ältere voranatektische Gefügeprägung erkennen lassen. Die Migmatitzone vom Bereich der Berliner Hütte zeigt gegen ENE eine zunehmend alpine Deformationseinengung und keilt zwischen Kastenklamm und Schaflahner aus.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Zell am Ziller

VON THOMAS STADLMANN & MICHAEL MAHRLE
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Sommer 1990 wurden die 1989 begonnenen Aufnahmen im nördlichen Teil des Zillertales Hauptkammes nach Osten fortgesetzt. Als Schwerpunkt wurde die Aufnahme des Stillupptalschlusses vervollständigt und der obere Sundergrund kartiert. Entsprechend der Tätigkeit im Vorjahre stand wieder die Bearbeitung der komplexen Zusammenhänge von Zentralgneisen des Zillertaler Kerns zu den älteren, hochmetamorphen Gneisen bzw. Migmatiten seines nördlichen Randbereiches im Vordergrund.

Stillupptal

Der Aufnahmsbereich im Stillupptal erstreckte sich von der Eisenklamm im W über das Löfflerkar, Keilbachspitze, Eiskar, Grüne Wandspitze bis zur Kasseler Hütte im NE. Am weitesten im S, am Alpenhauptkamm, wurde der Hauptkörper des Zillertaler Kerns – ein aus Zemmgrund und Floite bekannter mittel- bis grobkörniger Metagranodiorit bis Metatonalit erfaßt. Dieser Intrusionstyp weist in Bezug auf Korngröße, Mineralbestand und Struktur eine über weite Strecken relativ einheitliche Ausbildung auf und stellt im bisher aufgenommenen Gebiet die Hauptvarietät des Zillertaler Kerns dar. Charakteristisch ist der hohe Biotitgehalt und das Fehlen von Hellglimmer in nicht bzw. nur schwach defor-

mierten Bereichen. Kalifeldspat tritt meist als Hauptbestandteil auf und fehlt nur selten gänzlich.

Als weiteres Merkmal führt diese Zentralgneisvarietät dm-große, längliche Biotit-Plagioklas-Gneisschollen. Lokal sind fein- bis mittelkörnige Bi-Amph-Plag-Felse und feinkörnige Biotitamphibolite als Schollen mit bis zu mehreren Metern Durchmesser anzutreffen (z. B. Grat zwischen Löfflerkees und Westl. Stillupkees, Sh. 2630 m, Sh. 2720 m, Grüne Wandspitze NE-Flanke 2680 m).

In den Bi-Amph-Plag-Felsschollen weisen die Plagioklas teilweise idiomorphe Leistenform mit Größen bis 1 cm auf und liegen regellos in der feinkörnigeren Grundmasse aus Biotit, Amphibol und xenomorphem Plagioklas.

Neben den – relativ zum Metagranodiorit/Metatonalit – älteren Gesteinstypen in Schollenform beinhaltet dieser einige jüngere Intrusionsvarietäten, die teils gangförmig (z.B. Leukogranitgänge in der N-Wand der Keilbach- und Kasseler Spitze; Metagranitgänge 100 m N des Keilbachjoches), teils in Form von größeren Intrusionskörpern vorliegen.

Die nördliche Begrenzung des Metagranodiorites/Metatonalites – Hauptintrusivkörper des Zillertaler Kernes – verläuft vom Kleinen Löffler über die Ostbegrenzung des Löfflerkeeses, in etwa 2500 m Seehöhe durchs Eiskar und weiter über die N-Seite der Grünen Wandspitze ins Stangenjoch.

Nördlich schließt sich eine hauptsächlich aus verschiedenen Intrusivgesteinen bestehende „Randzone“ an, die strukturell und aufgrund ihrer intrusiven Zusammenhänge zum Zillertaler Kern zu stellen ist. Diese ist im hintersten Stillupptal senkrecht zum Streichen mehrere 100 m an der Oberfläche aufgeschlossen und trennt die Metagranodiorite/Metatonalite von der Migmatitzone (z.B. am Grat zwischen Löfflerkees und Westl. Stillupkees bzw. in der N-Begrenzung des Östlichen Stillupkees). Vor allem feinkörnige, Biotit und Granat (<1 mm) führende Leukogranite, mittelkörnige Metagranite und Migmatite treten hier auf. Die erwähnten Intrusionsbeziehungen unterschiedlichen Alters von Granitoiden des Zillertaler Kernes innerhalb der Randzone lassen – analog zum Mörchnerkar im Zemmgrund – folgende relative Altersstellung erkennen (vom älteren zum jüngeren): Metagranodiorite/Metatonalite – Metagranite – Leukogranite. Aplitgänge treten sowohl im Gefolge von Metagraniten als auch von Leukograniten auf.

Neben Granitoiden des Zillertaler Kernes sind in dieser Randzone auch Anteile der – relativ älteren – Migmatitzone enthalten: stärker deformierte Augengneise, Bi-Plag-Gneise (meist migmatitisch mit leukokrater Neosom) und untergeordnet Bi-Amphibolite. Schollen von Migmatit und Metagranodiorit/Metatonalit in größeren Migmatitkörpern zeigen in diesem Stockwerk (z.B. 500 m ENE P. 2532 im N-Bereich des Östlichen Stillupkees) ein relativ höheres Alter der Migmatite, wobei die Migmatitisierung (Paläosom: Bi-Plag-Gneis, Neosom: Leukogranitgneis) offenbar schon vor Intrusion der Zillertaler Zentralgneise erfolgt ist. Die Altersstellung der Augengneise innerhalb der Randzone des Zillertaler Kernes ist dagegen aufgrund widersprüchlicher Aufschlüsse nicht eindeutig.

Auf die Randzone des Zillertaler Kernes folgt gegen N eine Migmatitzone, deren Charakter im Stillupptal im wesentlichen den Beobachtungen aus dem Floiental entspricht. Eine scharfe Abgrenzung des Zillertaler Ker-

nes inklusive Randzone gegenüber den älteren Migmatiten ist aufgrund der komplexen Intrusionsverhältnisse naturgemäß nicht möglich.

Innerhalb der Migmatitzone herrschen Schlieren- bis Schollen- und Bändermigmatite vor, deren Paläosom aus Bi-Plag-Gneisen besteht. Das Neosom ist ein leukokrater, Bi-führender feinkörniger Granit bis Granitgneis mit lokal großen, idiomorphen Kalifeldspaten.

Gegenüber dem Floiental, wo mehrere Metabasitkörper in den Migmatiten aufscheinen, sind im Stillupptal nur geringmächtige (bis zu 10 m) Lagen von Bi-Amphibolit, Feinkornamphibolit und Körpern mit Bi-Chl-Amph-Plag-Felsen anzutreffen. Eine Besonderheit stellen mehrere Meter bis über 10 m mächtige, gangförmige Leukogranite dar, die eine Vielfalt an dm-großen, rundlichen „Schollen“ verschiedener Zusammensetzung führen (siehe Aufnahmebericht 1989; vgl. LAMMERER, 1986). Die mächtigsten Bereiche dieser Leukogranite mit polymikten Gesteinskomponenten sind in den Gletscherschiffen knapp NW von P. 2532 am NW-Rand des Östl. Stillupkeeses und in den Gfaller Wänden in 1940 m Höhe zu finden.

In den Migmatiten treten an einigen Stellen (z.B. 200 m ESE Kasseler Hütte, in Bereichen der Gfaller Wände z.B. Sh. 1950 m) bis über 10 m mächtige Gesteinszüge auf, die aufgrund ihrer hohen Amphibolanteile als Amphibol-Tonalit bzw. als Biotit-Oligoklas-Amphibolit zu bezeichnen sind. Gegenüber dem Metatonalit des Zillertaler Kernes unterscheiden sie sich wesentlich im mafischen Mineralbestand und durch das Fehlen von Kalifeldspat. Zusammen mit diesem Gesteinstyp treten innerhalb der Migmatitzone häufig Amphibolitlagen geringer Mächtigkeit und der erwähnte Leukogranit mit polymikten Gesteinskomponenten auf.

Sundergrund

Im östlich ans Stillupptal anschließenden Tal, dem Sundergrund, wurde der hinterste Talschluß von der Kl. Grasleite über Langeben bis zum Roßkar aufgenommen.

In Weiterführung vom Stillupptal zieht sich die N-Grenze des Metagranodiorit/Metatonalites über den P. 2708 m nach E durch die Wandstufe. Sie trennt den oberen Talgrund von der Verebnung des Mösla (Sh. ≈2200 m) und verläuft weiter nach Osten über die N-Seite des Roßkopfes.

Während im Stillupptal eine breite Randzone zwischen Migmatit und Metagranodiorit/Metatonalit aufscheint, ist der Grenzbereich im Sundergrund enger zu ziehen. Im Gegensatz zu den bisher aufgenommenen Talschlüssen treten hier Leuko- und Metagranitkörper – wie sie weiter westlich für die Randzone typisch sind – nur mehr untergeordnet auf und Metabasitkörper fehlen nach derzeitigem Aufnahmezustand gänzlich.

Im Sundergrund zeigt die Migmatitzone allgemein einen höheren Deformationsgrad mit häufig straff ausgeprägter Schieferung gegenüber den Tälern weiter im Westen.

Im Grenzbereich zwischen Metagranodiorit/Metatonalit und Migmatit lassen einige Aufschlüsse (z. B. Bachbereich unterhalb Mösla Sh. 2110 m und Gletscherschliffe 650 m W P. 2215 unterhalb des Grasleitenkees) eindeutige Intrusionsbeziehungen mit Metagranodiorit/Metatonalitgängen in Schlieren- bzw. Lagenmigmatiten erkennen. Stellenweise besitzen die Gänge Saalbänder in Millimeterstärke.

Sowohl im Stillupptal als auch im Sundergrund streichen die Gesteinseinheiten (Zillertaler Kern mit Randzone und Migmatitzone) WSW-ENE mit Fallwerten zwischen 30° und 60° nach SSE. Auffallend sind auch hier größere, sehr steil stehende Störungen – im Verlauf meist parallel zum Streichen – in den Grenzbereichen der geologischen Großeinheiten. Vor allem der N-Rand der Migmatitzone zum Granitgneis („Augenflasergneis“) des Tuxer Kernes weist große Störungen (Lapenscharte, Bereich der Eisenklamm und Bachgraben aus dem Sonntagskar) auf.

Weiters tritt innerhalb des in der Regel nur schwach deformierten Zillertaler Kernes eine ebenfalls parallel zum Streichen verlaufende und etwa saiger stehende Deformationszone mit einer Mächtigkeit von ca. 100 m auf. Sie verläuft im Stillupptal vom Kl. Löffler im W, ca. 400 m N des Frankbachjoches, knapp NE der Kasseler Spitze nach ENE über das Wollbachjoch. Hier zeigt der Metagranodiorit/Metatonalit eine straffe Schieferung, teilweise auch Mylonitisierung.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen

Von OTTO THIELE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Begehungen auf Blatt 150 Mayrhofen dienten auch heuer vor allem wieder der Revision der auf verschiedenen alten topographischen Karten aufgezeichneten Kartierungen von O. SCHMIDEGG und ihrer Übertragung auf die moderne Kartengrundlage. Ergänzende Kartierungen zur Abgrenzung von anstehendem Fels und Schutt mußten im Bereich des Ziller- und Stilluptales ausgeführt werden. Die Neukartierungen betrafen aber hauptsächlich das Verbreitungsgebiet des porphyrischen Granitgneises des Ahornkernes, sodaß keine berichtenswerten wissenschaftlichen Neuergebnisse anfielen.

Blatt 153 Großglockner

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär des Dorfertales auf Blatt 153 Großglockner

Von GERHARD POSCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Allgemeines

Im Auftrage der Osttiroler Kraftwerksgesellschaft (OKG) wurden 1988 geologische Untersuchungen über Verbreitung, Internbau und Kubatur der Lockergesteinsvorkommen im Dorfertal vorgenommen. Das Arbeitsgebiet erstreckte sich dabei auf den gesamten Talbereich nördlich Kals bzw. nördlich der Daba-Klamm. Neben den Schwemmfächern und Bergsturzmassen der Talbereiche wurden auch Hochkare und Seitentäler in die Untersuchung mit einbezogen.

Nach lithofaziellen Kriterien wurde das Korngrößenpotential sämtlicher Vorkommen aus einer Kombination

von „Fotosieving“ und klassischer Korngrößenanalyse unter Einbeziehung petrographischer Aspekte ermittelt.

Nachfolgend werden einzelne Ergebnisse der quartärgeologischen Aufnahmarbeiten im Bereich der Trogschulter und der Kare kurz dargestellt. Angaben zur Kubatur, Korngrößenverteilung und Petrographie sowie zur Geologie der Talsohle sind dem Gutachten zu entnehmen.

Hintere Ochsenalm, Stotzboden, Vordere Ochsenalm

Das einzige Grundmoränenvorkommen dieser „unteren Karböden“ liegt westlich des Spinewitrols am hinteren Stotzboden.

Die südlich anschließende großteils aufschlußfreie Fläche (nördlich „sen“ von Ht. Ochsenalm) ist partiell aus umgelagerter Grundmoräne (ss=180/5-7°) aufgebaut und wird in ihrer Gesamtheit als Moränenmaterial kartographisch erfaßt.

Einzelne Reste spätglazialer End- und Ufermoränen charakterisieren das Gebiet des Hinteren Stotzbodens, wobei jedoch nur der dreigliedrige Endmoränenstand westlich des Spinewitrols bzw. nördlich des Grundmoränenareals in morphologischer Geschlossenheit vorliegt.

Randterrassenkörper (Eisrandterrassen) liegen der Trogschulter am Vorderen Stotzboden und bei der Vorderen Ochsenalm auf. Stotzbach und Trajasilbach haben sich bis zu 10 m tief in diese Terrassen eingeschnitten. Die Erosionsleistung des Muntanitzbachs im Randterrassenkörper der Vorderen Ochsenalm beträgt bis zu 30 m. Die Terrassen bestehen aus umgelagertem Moränenmaterial (glazial gekritzte Komponenten petrographisch bedingt ausgesprochen selten), Hang- und Murschutt und sind im Vergleich zu den Schwemmkegeln des Dorfertalbodens auffallend sand- und schluffreicher.

Während die Randterrassen am Vorderen Stotzboden wegen möglicherweise sehr seicht liegendem Felsrelief nur unbedeutende Kubaturen aufweisen, stellt die Randterrasse der Vorderen Ochsenalm das mengenmäßig bedeutsamste Lockersedimentvorkommen der westlichen Trogschulter dar. Weite Bereiche der Ochsenalmen sind von einem großteils aufschlußfreien „Hangschuttmantel“ bedeckt. Teilweise handelt es sich dabei um Reste einstiger Moränenverkleidung. Die Morphologie ist durch vielfältige Beispiele periglazialer Formung (Schuttkriechen, Rasenloben etc.) charakterisiert, das seicht liegende Felsrelief (<10 m Schuttmächtigkeiten) ist oftmals durch Quellhorizonte angezeigt.

Laimeskar

Im Rahmen der Kartierung der Flanken des Stotzbodens wurde dieses Hochkar überblicksmäßig mitbearbeitet. Eine Toteislandschaft prägt weite Abschnitte des Zungenfeldes der Gletscherstände um 1920/1930. Die Lockersedimente dieses Kares bestehen aus enormen Kubaturen blockreicher, schluff- und sandarmer Ufer- und Endmoränen mit zehnermeterhohen Erosionsanrissen. Bedingt durch den klammartigen Abfluß des Laimesbachs über eine Felsschwelle, war dieses Kar im Südteil stets eine ausgezeichnete Sedimentfalle – wahrscheinliche Grundmoränen sind durch Ablationsschuttdecken verhüllt.

Während im Südteil des Kars das Moränenmaterial hauptsächlich Glimmerschiefer, Granatphyllite, Kalk-

glimmerschiefer und Prasinite beinhaltet, dominiert im Norden Gneis (Luckenkogelgneis).

Kartierungsgebiet Sandriegel

Der Sandriegel stellt das einzig nennenswerte Lokersedimentvorkommen in den östlichen Karen des Dorfertales dar und setzt sich aus einzelnen Ständen einer überaus mächtigen und mehrere 100 m langen Ufer- und Endmoräne zusammen. Sämtliche Rückzugshalte seit dem 1850-iger-Hochstand sind vorzüglich erhalten.

Seit den Aufnahmen von CLAR & CORNELIUS hat sich die Stirn des Kastenkees um rd. 400 m zurückgezogen, weite rundbuckelig abgeschliffene Areale von Zentralgneis liegen – fallweise von Ablationsschutt bedeckt – frei. Teile des Gletschervorfelds über 2550 m sind durch schuttbedeckte Eisreste geprägt.

Einzelne Moränen bzw. Ablagerungsräume im Sandriegel unterscheiden sich petrographisch klar. Der Ablationsschutt besteht im Vorfeld über 2550 m sowie in den oberen Abschnitten der mächtigen Ufermoränenwälle zu 80–100 % aus Zentralgneis, während unterhalb davon zunehmend Glimmerschiefer, Graphitphyllite und Amphibolite aus der Aderwand mit aufgearbeitet sind und den Gneisanteil auf <50 % drücken. Abgesehen von Ablationsschuttdecken und der Geschiebestreu kann das Material durchschnittlich als schwach schluffiger sandiger Kies bezeichnet werden.

Blatt 157 Tamsweg

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Nock-Kristallin auf Blatt 157 Tamsweg

Von CHRISTOF EXNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Aufnahme jenes Teiles des Nockgebietes, welcher sich in der SE-Ecke des Kartenblattes 157 Tamsweg befindet, wurde zum Abschluß gebracht. Es handelt sich um das Gebiet E Bundschuh- und Weißbach (Anschluß an die geologische Karte des mittleren Lungaus [EXNER, 1989]) und S Talfurche Thomabach – Ramingstein.

Das Nock-Kristallin besteht hier aus NNE-streichendem, synklinal gelagertem Biotit-Plagioklasgneis („Bundschuh-Paragneis“). Die Achse der Synklinale streicht vom Unteren Thomatal über den Hühnerleitnock zum Tal des Feldbaches W Klölingnock. Der Granatglimmerschiefer von Ramingstein fällt flach nach W unter den Biotit-Plagioklasgneis. Im W-Schenkel der Synklinale dieses Gneises wurden bisher unbekannte Granatglimmerschiefer-Züge aufgefunden, die zu solchen der geologischen Karte des mittleren Lungaus überleiten. Inter- und postglaziale Bergstürze sowie Moränenwälle des Daun-Stadiums und Bergzerreibungsspalten (in Vorbereitung zukünftiger Bergstürze) wurden kartiert. Über die Detailergebnisse der geologischen Aufnahme informiert der Artikel „Bundschuhgneis und Granatglimmerschiefer bei Ramingstein (Lungau)“ im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Band 134, p. 15–25.

Blatt 163 Voitsberg

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

Von FRITZ EBNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmestätigkeit konzentrierte sich im Berichtsjahr auf das Paläozoikum um den Fuchskogel NW von Stiwoll und das Tertiär NW–SW von Stallhofen (Lobmingberg/Bürgerwald, Ruppbauernhöhe, Thallein, Gaselberg).

Die von EBNER (1988, Jb. Geol. B.-A., 131, 458–459) vom Pleschkogel bis E des Stiwollgrabens ausgeschiedenen paläozoischen Einheiten lassen sich auch westlich des Stiwollbaches weiter verfolgen.

Im Bereich S Gasthof Benedikt – Fuchskogel – Zentnerkogel – Thomajörg – Stiwollgraben (Brücke Sh. 520 m) treten bei generellem W- bis SW-Fallen die stratigraphisch liegenden Profilateile in Form der Kehrer-Schichten NW der Brücke (Sh. 520 m) in den schlecht aufgeschlossenen Hängen bis zu einer Höhe von ca. 620 m auf. Die Grenze zu den darüberliegenden Crinoiden-Schichten sinkt dann nach NE ab und quert ca. 1 km NNW der Brücke (Sh. 520 m) den Stiwollgraben. Der Sedimentbestand der Kehrer-Schichten setzt sich aus grauen, z. T. siltigen Schiefen zusammen, in deren liegenden Anteilen teilweise nur cm-mächtige Einschaltungen von grauen bis orangebraunen, mitunter flaserigen Kalklagen auftreten. In den Hangenteilen finden sich mächtigere Lagen von gelbbraunen Flaserkalken und plattigen Kalken. An einer Stelle wurden in den hangenden Partien Diabas-Mandelsteine festgestellt.

Die Crinoiden-Schichten sind aufschlußbedingt nur schwer von den Kehrer-Schichten abtrennbar. Gute Aufschlüsse finden sich an der Einmündung des vom Gehöft Plinegger herabziehenden Grabens in den Stiwollgraben. Hier treten Wechselfolgen von grauen, bioturbat verwühlten, teilweise geflaserten Silt-/Sandsteinen mit *Scalarituba*-Spuren, (siltigen) Schiefen und Lagen grauer Crinoidenschuttkalke auf.

Diese Abfolgen queren von hier aus die schlecht aufgeschlossenen E- und SE-Hänge des Fuchskogels bis in den Bereich des Gehöftes Thomajörg, wo sie – ebenso wie die darunter liegenden Kehrer-Schichten – von S her vom jungtertiären Stiwoller Konglomerat (Karpát) überlagert werden.

Darüber folgen im Bereich des Fuchskogels orange-gelb anwitternde Dolomit-Sandsteine, die dem nach Osten bis in den Raum Rein/Stübinggraben verfolgbar Basiszug (Barriere-Sande) der Dolomit-Sandstein-Folge angehören. Dieses mit Ausnahme einiger feinerer siltiger Partien und geringmächtiger Dolomitlagen recht monotone Schichtglied kann bei generellem NW- bis W-Fallen bis in den Westabhang des Zentnerkogels weiter verfolgt werden, wo es etwa hangparallel von Dolomiten überlagert wird.

Weitere Dolomite, teilweise mit Einschaltung siltig/sandiger Partien und blaugrauer, z. T. knolliger Kalke finden sich im Bereich des Gehöftes Plinegger und SE des Gasthofes Benedikt. Von den Dolomit-Sandsteinen sind sie jedoch durch eine im Bereich Plinegger verlaufende E–W-Störung, die sich nach Osten in mehrere Äste aufspaltet, abgetrennt.

Die landwirtschaftlich genutzten Flächen um die Gehöftgruppe im Bereich des Fuchskogels sind an jungtertiäre Flächensysteme gebunden. Sie tragen tiefgründige Bodenbildungen, die in einigen Fällen auch Kristallingerölle führen. Die Bodenbildungen des Verebnungsreliktes SE Plinegger sind über dem Paläozoikum tiefrot gefärbt. Einzelne Kleinvorkommen sandiger Kristallinkiese (vergleichbar mit den unterbadensischen Eckwirt-Schottern) und Kristallingeröll-Überstreungen sind im Bereich des Fuchskogels über dem paläozoischen Grundgebirge feststellbar.

NW-SW Stallhofen wurde das Tertiär bis in den Bereich Schneiderwirt – Lobmingbach – Krems – Kleingaisfeld auskartiert. Im N liegt es der Kainacher Gosau, im SW (E der Kainach) dem mittelostalpinen Koriden-Kristallin auf. Ein akzentuiertes Untergrundrelief deutet der Paläozoikumsaufbruch der Ruppbauernhöhe (EBNER, 1985; Mitt. naturw. Ver. Stmk., 115, 53–61) an.

Tertiäre Basisbildungen finden sich in Form von Rotlehmen S des Paläozoikumsaufbruches der Ruppbauernhöhe und im SW direkt über dem Kristallin in Form von Kristallinschutt und Kiesen, die von Rotlehmen durchsetzt sind. NW Stallhofen tritt bis zum Paläozoikum der Ruppbauernhöhe eine feinklastische (tonig, siltige), ?limnische Abfolge mit Einschaltung knolliger Süßwasserkalke (vor allem im Bereich um die Ruppbauernhöhe) auf. Sonst ist das Tertiär in Form von Kristallingeröll-führenden Kiesen (Eckwirt-Schotter) ausgebildet. Diese zeichnen sich im Bereich Thallein, Gasselberg und am Lobmingberggrücken durch Grob- und Blockschotter aus. Eingeschaltet darin finden sich in niederenergetischen, feinklastischeren Anteilen im Bereich Lobmingberg/Bürgerwald die von EBNER & GRÄF (1982, Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 2, 31–45) beschriebenen Bentonite und Glastuffe, die auf ein Unterbadener Alter dieser Schichten hinweisen. Zusätzlich, bisher unbekanntes Tuffvorkommen wurden bei den Kartierungsarbeiten auf Sh. 530 m im Lobminggraben E des Schneiderwirtes und in Lobming im Graben E des Gehöftes Reintaler auf Sh. 420 m festgestellt.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

Von CHRISTIAN HASENHÜTTL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung umfaßte das Gebiet zwischen Stiwoll und Stallhofen.

Kainacher Gosau und Tertiär

Die Nordgrenze des Arbeitsgebietes bilden die tertiären Konglomerate von Stiwoll, die Westgrenze die Bitumenmergel der Kainacher Gosau. Ein ausgeprägtes Erosionsrelief bestimmt die Verbreitung der Bitumenmergel, welche stellenweise Gesteine der Dolomit-Sandsteinformation zungenförmig geringmächtig bedecken. Im Süden (Gh. Rutzwirtl) wurden Konglomerate mit roter Matrix als Basiskonglomerate der Gosau ausgedehnt. Tertiäre Rotlehme mit karbonatischen Brekzien bedecken die südöstlichen Grundgebirgsabhänge (Lerchegg).

Grazer Paläozoikum

Paläozoische Gesteine der Rannachdecke bauen den größten Teil des kartierten Gebietes auf. Die Basis bilden Grünschiefer der unteren Schichten von Kher. Darüber folgen (S und SW Gh. Trölp) Flaserkalke und schwarze Tonschiefer der oberen Schichten von Kher in überkippter Lagerung. Im Hangenden folgen helle Siltschiefer mit vereinzelt Crinoidenkalklagen (Crinoidenschichten). NW Gh. Rutzbauer liegen diese direkt auf Grünschiefern und dünnen gegen NW aus. Darüber lagern hellgraue, überwiegend massige, NW-SE-streichende Dolomite. Basale Quarzsandsteinlagen treten in Gräben S Gh. Lercheggsmelzer auf. Als hangenstes Schichtglied dominiert den Süden des Arbeitsgebietes orange-gelber, mürber Sandstein.

Der teilweise überkippte Faltenbau wird von einem Störungssystem mit den vorherrschenden Streichrichtungen NE-SW (Abschiebung SE) und NW-SE zerlegt.

*

Siehe auch Bericht zu Blatt 133 Leoben von P. RAUCH.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

Von GERD RANTITSCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung erfolgte im Gebiet zwischen Stiwoll und St. Oswald westlich von Graz.

Folgende Einheiten wurden unterschieden:

- Lockersedimente des Tertiärs:
 - Eckwirtschotter
 - Siltige Tone
- Dolomite der Dolomit-Sandstein-Formation
- Kalke und Flaserkalke der Crinoidenschichten
- Grünschiefer, Flaserkalke und Tonschiefer der Kherer-Schichten

Die Lockersedimente des Tertiärs bestehen fast ausschließlich aus dem sogenannten Eckwirtschotter. Dessen Komponenten bestehen hauptsächlich aus cm- bis dm-großen Quarzgeröllen, daneben treten untergeordnet Gneis- und Karbonatgerölle auf. Die Matrix bildet ein Silt- bis Feinsand.

An einigen Stellen konnten rötliche- bis braune, siltige Tone vom Eckwirtschotter abgetrennt werden.

Sandige Dolomite der Dolomit-Sandstein-Formation stehen südlich von Stürgheim zwischen Grünschiefern der Kherer Schichten und den Crinoidenschichten an.

Die Crinoidenschichten bestehen im Aufnahmegebiet aus plattigen, dunkelblau gefärbten, teilweise crinoidenführenden Kalken. Die hangenden Teile werden durch orange Flaserkalke vertreten.

Den größten Teil des Paläozoikums in diesem Gebiet nehmen die mittelsteil nach NW- bis SW einfallenden Grünschiefer der Kherer Schichten ein. Innerhalb der Grünschiefer konnten Bereiche mit orangen, teilweise pyritreichen Flaserkalken und grauen bis grünlichen Tonschiefern unterschieden werden.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
auf Blatt 163 Voitsberg**

Von BARBARA RUSSEGGER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die Kartierung erfolgte südlich von Plankenwarth. Ausgeschlossen wurden paläozoische Gesteine und Lockersedimente des Tertiär.

Paläozoikum

Im S von Afritschheim treten hellbraune bis braunrote, mikritische Kalke auf, die teilweise laminiert sind. Sie streichen NW-SE und fallen mit 60-70° nach SW ein. Auf diesen sog. Sanzenkogelkalken liegen schwarze Kalke („Namurkalke“), violette, weiche Kalkschiefer und Lydite.

Der Forstkogel wird von Steinbergkalken aufgebaut. Diese dichten, weißen bis roten Kalke fallen generell mit 40° nach SSW ein. Östlich des Gipfels finden sich Steinbergkalke, die als Flaserkalke ausgebildet sind. Im W sind die Kalke rot und dünnblättrig (hier wurde auch ein Quarzit gefunden).

Nördlich des Forstkogels sind Dolomite unterschiedlichster Prägung aufgeschlossen. Diese Dolomite der Dolomitsandsteinfohle können feinkörnig, mittel- bis grobkörnig sein und in ihrer Farbe von weiß bis schwarz variieren. Daneben findet man vereinzelt Dolomitsandsteine. Die Dolomite und Dolomitsandsteine fallen mit 60-70° nach SSW bis NNW ein.

Im N schließen an die Dolomite, durch eine WE-verlaufende Störung getrennt, Kalkschiefer der Crinoidenschichten an. Die Kalkschiefer sind meist dünnblättrig, selten im dm-Bereich gebankt. Sie sind dunkelblau bis schwarz, violett oder orange gefärbt. Neben diesen feinkörnigen Kalkschiefer, die teilweise crinoidenführend sind, treten rotbraune Quarzsandsteine, rosarote, weiche Sandsteine und orangebraune Tonschiefer auf (südlich von Plankenwarth). Die Kalkschiefer streichen in den westlichen Anteilen ca. NW-SE und fallen flach (20°) nach SW ein, während im E ein flaches Einfallen nach SE festzustellen ist.

Tertiär

Den Großteil des Tertiärs bilden die Eckwirtschotter. Deren Komponenten sind von cm- bis 2 dm-Größe, wobei Quarz-, Gneis- und wenige Karbonatgerölle zu finden sind. Die größten Komponenten (20 cm) bilden immer die Quarzgerölle. Gneisgerölle sind bis 10 cm groß, meist plattig und an den Kanten gut abgerundet. Die seltenen Karbonatkomponenten (graue Dolomite und Kalke) sind wenige cm groß und schlecht gerundet. Die Matrix des Eckwirtschotter bilden Feinsande.

Vereinzelt lassen sich Areale mit braunroten bis braungelben siltigen Tonen auskartieren.

An drei Orten findet man die sog. Eggenberger Brekzie, welche aus 3 bis 4 cm großen Dolomit- und Kalkkomponenten besteht, verkittet in einer rötlichen Matrix. Diese Brekzie findet man immer am Paläozoikumsrand.

An einer Lokalität (südlich von Bruch) finden sich weiße, poröse Süßwasserkalke (Schillkalke).

Zusätzlich wurden noch zwei Vorkommen von Rotlehmablagerungen ausgeschieden.

Blatt 164 Graz

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
auf Blatt 164 Graz**

Von HELMUT W. FLÜGEL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde mit der Kartierung der Schöckel-Südabdachung bis über den Annagraben bei Graz die Aufnahmen des vergangenen Jahres fortgesetzt. Dabei ergaben sich gegenüber der letzten Aufnahme des Gebietes durch E. CLAR (Jb. Geol.B.-A. 1933) und seinen daraus resultierenden stratigraphisch-tektonischen Vorstellungen deutliche Abweichungen.

E. CLAR unterschied über dem Radegunder Kristallin vom Liegenden ins Hangende Grenzzone, Schöckelkalk, Übergangsschichten und Taschenschiefer und deutete den Bau, bei stratigraphischer Gleichsetzung von Grenzzone und Übergangsschichten, als eine liegende, gegen den Süden geschlossene Mulde. Die Neukartierung zeigte, daß eine lithostratigraphische Gleichsetzung der beiden Gruppen auf Schwierigkeiten stößt. Während nämlich die „Grenzzone“ entsprechend der Darstellung von E. CLAR eine Folge vorwiegend karbonatischer Gesteine ist, bestehen die „Übergangsschichten“ im Hangenden der Schöckelkalkplatte aus bis einige zehner Meter mächtigen, gelb anwitternden, teilweise plattig brechenden Quarziten. Sie sind südlich des Gsollberg weit verbreitet (Kollernikkogel, Zösenberg, Andritz-Ursprung Ost, Weinitzen Ost usw.). Sie entsprechen in Position und Ausbildung den Lammkogelquarziten SW des Hochtrötsch am Nordrand von Blatt Graz (Vergleich Bericht 1989) bzw. Quarziten W des Stroß im Weizer Bergland, sowie den mit Schöckelkalk verknüpften Quarziten des Rabensteiner Zuges. So wie dort werden sie an der Südabdachung des Schöckel von Schwarzschiefern überlagert. Nur örtlich schalten sich zwischen beide Gesteinsgruppen geringmächtige, zum Teil rötliche Kalkschiefer und Dolomite. Die Schwarzschiefer entsprechen lithologisch denen der Arzberger Schichten. Auffallend ist das Fehlen der Quarzite im Liegenden dieser Schwarzschiefer, um das Gehöft Fagner (Leber Süd), was den Gegebenheiten am Nordrand des Schöckel entspricht.

Ebenso wie im Bereich des Hochtrötsch, bzw. westlich der Mur (Parmasegg Kogel) bilden Metavulkanite (Fleckengrünschiefer, Metabasalte, Tuffite) in ungestörten Profilen das Hangende dieser Schwarzschiefer. Letztere und die sie überlagernden Metavulkanite reichen südlich des Annagraben bis in den Raum Linneck (Schwarzschiefer) und der Platte (Metavulkanite). In ersteren treten die 1923 von MACHATSCHKI erwähnten Züge von Chloritoidschiefern auf.

Unklar ist derzeit die Abgrenzung der am Eingang des Seitengrabens des Annagraben östlich von Weinitzen im Liegenden von Schöckelkalk auftretenden Dolomite, grauer und rötlicher Kalkschiefer und teilweise eng- bis isoklinal, nach einer ersten, durch Quarzlagen angedeuteten, Schieferung verfalteten Quarzite. Möglicherweise gehört diese Folge zur „Grenzzone“ im Osten des Schöckelzuges.

Die gesamte Folge wird durch eine starke Bruchtektonik vorwiegend um N/S in zahlreiche Blöcke zerlegt. Dies erklärt, weshalb verschiedentlich Schwarzschiefer, bzw. die in ihrem Hangenden folgenden Vulkanite di-

rekt an Schöckelkalk grenzen. Wieweit westlich von Andritz Ursprung, die hier bei Grabungsarbeiten aufgeschlossenen Metavulkanite, (die Angabe verdanke ich Herrn Univ.-Prof. Dr. L. BECKER), bzw. phyllitische Schwarzschiefer durch eine Fortsetzung der Leberstörung voneinander getrennt werden, läßt sich nicht sagen. Die Schöckelkalkplatte zeigt vorwiegendes W- bis NW-Fallen. Nur im Liegenden der Quarzite, im Bereich zwischen Gsöllberg und südlich Maria Schutz zeigt sich ein S bis SE Verfläichen.

Strukturell lassen sich mehrere Verformungsphasen voneinander trennen. Zur ersteren gehört die Bildung von Quarzlagen in S₁, die durch eine erste, jüngere Verfaltung isoklinal verfaltet wurden. Sie lassen sich vor allem in den Schwarzschiefern beobachten. Verbunden mit dieser Faltung ist eine Achsenebenen-Schieferung, die die Gesteine charakterisiert und die von einer dritten Schieferung, mit Bewegung Hangendes gegen SO überlagert wird.

Blatt 167 Güssing

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 167 Güssing

Von PAUL HERRMANN

Im Berichtsjahr wurden auf Blatt Güssing weitere Bohrungen durchgeführt. Bei Eisenhüttl, Heugraben und Burgauberg wurden tertiäre Schluffe und Sande zur Gewinnung mikropaläontologischer Proben abgebohrt; weitere Bohrungen wurden auf von PAINTNER ausgeschiedenen Verebnungen durchgeführt. In seinem Niveau II trafen Bohrungen bei Wolfauer Meierhof und E Güttenbach unter 5, 6 bzw. 10 m Schluffbedeckung schlechtgerundete Quarz-Quarzitschotter des Quartärs an. Interessant ist, daß in beiden Bohrungen schon etwa 1 m über der Schotteroberkante gröberes Material auftrat. Die Bohrung Tanczoschberg N Rehgraben hingegen fuhr unter 20 cm Humus sofort tertiäre Schluffe an; in einer Teufe von 10 m wurde Feinsand angetroffen, der ab etwa 12 m auch Feinkies enthielt. Im Niveau III wurde beim Bahnhof Großpetersdorf, E Eltendorf und E Tobaj gebohrt. In Großpetersdorf wurde bis zu einer Endteufe von 10,30 m kein kompakter Schotterkörper angefahren; lediglich im Bereich von 6–7 m wurden einzelne Feinkies- und Kieskomponenten gefördert, die auf das Vorhandensein geringmächtiger Grobschüttungen hinweisen. In den beiden anderen Bohrungen wurde unter einer Schluffbedeckung von 11 bis 3 m Mächtigkeit Quarz-Quarzitschotter angetroffen.

Im Bereich des Niveaus V wurde in Eltendorf (an der Straße nach Heiligenkreuz) sowie im Gebiet des Fürstenfelder Stadtwaldes gebohrt. Es wurde überall Schotter erreicht; die überlagernden Schluffe erreichten in Eltendorf 10, bei Fürstenfeld bis zu 6 m Mächtigkeit. Größere Komponenten, die aus geringerer Teufe gefördert wurden, weisen darauf hin, daß den Schluffen bei Eltendorf mindestens ein Kiesschleier eingelagert ist; bei Fürstenfeld sind mindestens vier Kiesschleier anzunehmen.

Blatt 172 Weißkugel

Siehe Bericht zu Blatt 144 Landeck von F.H. UCIK.

Blatt 178 Hopfgarten

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 178 Hopfgarten, 179 Lienz, 195 Sillian und 196 Obertilliach

Von JOACHIM BLAU, WOLFRAM BLIND, BEATE GRÜN,
THOMAS SCHMIDT & MICHAEL SENFF
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Kartierung umfaßt das Westende der Lienzer Dolomiten vom Griesbach im E bis zum Auenbach im W. Die N-Begrenzung bildet das Drautal, die S-Begrenzung die Südrandstörung, die das Permomesozoikum der Lienzer Dolomiten gegen das Gailtalkristallin abgrenzt. Zusätzlich wurde ein Vorkommen von Kössener Schichten in der Westverlängerung der Amlacher Wiesen-Mulde aufgenommen.

Im Kartiergebiet sind Sedimente vom Perm bis in die Unterkreide aufgeschlossen. Grundsätzlich ist zu bemerken, daß im Kartiergebiet durch intensive Lateraltektonik bedingt fast sämtliche Schichtglieder tektonisch begrenzt sind.

Grödner Sandstein (Perm)

Die besten Aufschlüsse von Grödner Sandstein befinden sich am Forstweg oberhalb des Jochbaches (E Kalagnerkaser) und am Tannela-Weg (W Rauchkofel). Lithologisch handelt es sich bei diesem Sediment um eine Wechselfolge von Konglomeraten und Grobsandsteinen. Charakteristisch sind Quarzporphyr-Komponenten. Die normalerweise rot bis rotbraun gefärbte Serie ist im Bereich Tannela durch Auslaugung gelblich-weiß gefärbt. Die maximale Mächtigkeit beträgt E Kalagnerkaser 180–200 m.

Alpiner Buntsandstein (Skyth)

Aufschlüsse in dieser Serie findet man ebenfalls am Forstweg oberhalb des Jochbaches und am Tannela-Weg in direktem Kontakt zum Grödner Sandstein. Von diesem ist der Alpine Buntsandstein durch den höheren Quarzgehalt und das Zurücktreten von Quarzporphyr abzutrennen. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 70 m.

Werfener Schichten (Skyth, Anis)

Die Werfener Schichten wurden vom Alpiner Buntsandstein nach lithologischen Kriterien abgetrennt. Wir zogen die Grenze mit dem ersten Auftreten von grünen bis grauen Farben. Gute Aufschlüsse der Werfener Schichten befinden sich im Bereich Tannela und des oberen Badbaches, hier erreichen die Werfener Schichten eine Mächtigkeit von 60 m.

Alpiner Muschelkalk (Anis)

Unter diesem Begriff werden die liegende Flaser-Wurstelkalk-Folge und das hangende „sandige Anis“ zusammengefasst. Die Flaser-Wurstelkalk-Folge ist am

N-Hang des Rauchkofel sowie an dem neuen Forstweg vom Kalagnerkaser zum Tannela-Weg gut aufgeschlossen. Es handelt sich um im dm-Bereich gebankte, blaugraue Kalke mit welligen Schichtflächen.

Gute Aufschlüsse des sandigen Anis gibt es am Tannela-Weg. Bemerkenswert an diesem Profil ist eine sehr crinoidenreiche Bank ca. 150 m S der Grenze zum Zwischendolomit.

Untypisch ausgebildetes sandiges Anis steht am neuen Fahrweg an der Schattenseite SE Pkt. 1560 an. Das Profil beginnt mit einer Wechselfolge von blättrigen grauen und untergeordnet roten Mergeln die auf den Schichtflächen Glimmer führen sowie braun anwitternden Dolomiten. Zwischengelagert sind aber immer dunkelgraue, z. T. flaserig-dünnbankige Kalke. Dieser Bereich der Serie ist am Weg ca. 50 bis 70 m aufgeschlossen. Die grauen und roten Mergel geben der Serie ein den Werfener Schichten sehr ähnliches Gepräge. Vergleichbare Schichten beschreibt BRANDNER (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1972) vom Alplspitz.

Im Hangenden folgen dann dicker gebankte (Bankmächtigkeit bis 20 cm) Kalke und Dolomite, tonig mergelige Lagen fehlen. Die Mächtigkeit dieses Profilschnittes ist ca. 20 m.

Das Top (? durch eine Störung von den dickgebankten Dolomiten abgetrennt) bilden ebenflächig gebankte Kalke, deren Bankmächtigkeiten im cm-dm-Bereich liegt. Vereinzelt sind Dolomite zwischengeschaltet.

Zwischendolomit (Anis, ?Ladin)

In dem zuvor beschriebenen Profil wurde die Grenze zum Zwischendolomit an den Beginn von dünnschichtigen, braunen, sandig abwitternden Dolomiten gelegt, die noch eine letzte (?mehrere) Kalklage enthalten.

Weitere Aufschlüsse in dieser Serie findet man am Jochbach-Weg und im Westhang des Rauchkofels. Der Zwischendolomit ist durch seine im angewitterten Zustand braune Farbe gekennzeichnet. Neben im Bruch grobkristallinen Bänken treten häufig Laminite auf. Auffallend ist sein im Anschlag bituminöser Geruch. Anhand dieser Kriterien läßt er sich von Wettersteindolomit und Hauptdolomit unterscheiden.

Seine größte aufgeschlossene Mächtigkeit erreicht er im Gebiet der Schattenseite (ca. 200 m) und am Rauchkofel (ca. 100 m).

Fellbacher Kalk (Ladin)

Die besten Aufschlüsse in den Fellbacher Kalken finden sich in der Scharte zwischen Rauchkofel und Jochwald. An dem Stichweg E des Rauchkofels in Richtung Schwarzwald bilden die Fellbacher Kalke eine Wechselfolge von 1–30 cm dicken, dunkelgrauen bis blaugrauen mikritischen Kalken. Daneben finden sich auffällige Kalkbänke mit 40–50 cm Bankmächtigkeit. Bei diesen Bänken handelt es sich regelmäßig um Breccienlagen (allodapische Kalke).

Am Ende des Weges sind Dolomitbänke zwischengelagert und es treten häufig Laminite sowie kavernöse, im Bruch mittelgraue und gröber kristalline Kalkbänke auf. Selten sind Hornsteinlagen zu beobachten.

In die Fellbacher Kalke dieses Profils sind zwei durch grüne und orange Farben gekennzeichnete Tuffitbänder eingeschaltet. Solche fanden sich auch in Aufschlüssen am Jochbachweg sowie N des Schwarzwaldes.

Die durchschnittliche Mächtigkeit der Serie beträgt im Kartiergebiet ca. 200 m. Am Nordhang des Jochwaldes erreichen die Fellbacher Kalke eine Mächtigkeit

von ca. 450 m, die auf tektonische Verdoppelung zurückzuführen ist.

Wetterstein-„Komplex“ (Ladin)

In den E Lienzer Dolomiten gliederte SCHLAGER (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1963) die Dolomite zwischen den Fellbacher Kalken im Liegenden und den Raibler Schichten im Hangenden in Diploporendolomit (liegend), Grüne Schichten und Plattendolomit (hangend).

In den W Lienzer Dolomiten liegt eine davon abweichende fazielle Ausbildung der entsprechenden Schichtglieder vor. Diese Serien wurden von SPERLING (Dipl.-Arb. Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 1990) unter dem Namen Abfaltersbach Formation zusammengefaßt. Diese unterteilt er in das liegende Jochbach Member mit 5 Abschnitten und das hangende Abfaltersbacher Plattendolomit Member.

Das Jochbach Member 1–4 sieht SPERLING (l.c.) als Äquivalent zu den Diploporendolomiten an, es wurde in einer abgeschnürten Lagune unter restriktiven Bedingungen abgelagert. Die Grünen Schichten entsprechen dem Jochbach Member 5.

Das Abfaltersbacher Plattendolomit Member ist nach SPERLING (l.c.) äquivalent zu den Plattendolomiten der E Lienzer Dolomiten.

Eine genaue lithologische Beschreibung der Abfaltersbach Formation mit Säulenprofilen sowie paläontologischen Ergebnissen findet sich in der bereits zitierten Arbeit von SPERLING.

Diploporendolomit

Fraglicher Diploporendolomit kommt im Kartiergebiet zweimal vor. Zum einen als etwa 120 m breiter, tektonisch begrenzter Zug im N-Hang des Rauchkofels und zum anderen als Span S Stuidl zwischen Auenbach und Badbach. Es handelt sich um massige, auffallend helle, grobgebankte Dolomite. SPERLING (l.c.) konnte *Turbiphytes* sp. sowie onkoidische Strukturen feststellen.

Jochbach-Schichten

Die besten Aufschlüsse dieser Serie finden sich im Jochbach (ca. 1360–1400 m, Bachniveau), am Jochbachweg (zwischen ca. 1420 und 1500 m Seehöhe) sowie am Tannelaweg (S Lehen, zwischen ca. 1260–1320 m Seehöhe). Es handelt sich vorwiegend um eine Wechselagerung von dunklen bis schwarzen Mergeln und Kalken. Die Bankmächtigkeiten liegen zwischen 5–15 cm. Charakteristisch ist die gelbe Verwitterungsfarbe. Aus dieser Serie wurden im Jochbach einige Proben entnommen die im Dünnschliff reichlich den Anomuren-Koprolithen *Palaxius triassicus* führten.

Diese Schichten wurden seit GEYER (Jb. Geol. R.-A., 1903) vorwiegend als Kössener Schichten angesehen. Sie sind diesen auch in kleinen Ausschnitten sehr ähnlich, lassen sich aber in größeren Aufschlüssen durch ihre sehr viel gleichförmigere Lithologie und das Fehlen mächtigerer Mergel- und Karbonathorizonte unterscheiden.

Abfaltersbacher Plattendolomit

Sehr gute Einblicke in diese Serie bietet der Jochbachweg SW Lehen zwischen 1300 und 1360 m. Ein weiteres gutes Profil liegt im Lehengraben vor. Dieses ist auch über den Verbindungsweg vom Jochbachweg zum Tannelaweg zu erreichen. Der Verbindungsweg verläuft zunächst durch Abfaltersbacher Plattendolomit. Unmittelbar vor dem Lehengraben werden diese an einer Störung gegen Jochbach Schichten begrenzt.

Nach Erreichen des Tannelawegs folgt man diesem talab und gelangt nach ca. 400 m wieder in die Abfalterbacher Plattendolomite (ca. 1280 m Seehöhe). Zuletzt sei hier noch das Profil entlang dem Stuidlweg (NW Stuidl) genannt.

Es handelt sich um eine Kalk- Dolomit-Wechselfolge mit Bankmächtigkeiten im dm-Bereich. Diese ist z.T. reich an Lebensspuren (Profil Stuidlweg, Verbindungsweg). Die Schichtflächen sind stellenweise (Stuidlweg, Verbindungsweg) wellig bis „knollig“ ausgebildet. Im Profil Lehengraben sowie am Lehenweg sind bis 30 cm mächtige Lagen dunkler bis grünlicher (?Dolomit-)Mergel zwischengeschaltet.

Raibler Schichten (Karn)

Überraschend war das häufige Auftreten von Raibler Schichten im Kartiergebiet. Diese Schichten wurden im Kartiergebiet erstmals von SPERLING (l.c.) erkannt.

In ihrer typischen Ausbildung mit jeweils drei Karbonat- und drei Tonschiefer-Horizonten finden sie sich im Jochbach zwischen ca. 1200 und 1220 m (Bachniveau). Der Rombichl „grat“ (Hauptdolomit) streicht nach E in den Jochbach und bildet hier eine Bachverengung. Der Hauptdolomit ist in diesem Bereich stark vergrust. Unmittelbar S der Verengung folgt der dritte Raibler Tonschiefer. Zum N gelegenen Hauptdolomit liegt vermutlich ein stratigraphischer Verband vor. Dieser Tonschiefer-Horizont bildet beidseits des Baches eine morphologische Rinne. Unmittelbar im Liegenden der Tonschiefer finden sich sandige, ockergelb anwitternde Kalke mit onkoidisch umkrusteten Schalenrümern. Weiter bachauf treten dann die Schiefert-Horizonte 2 und 1 auf. Das Vorkommen wird im S von Aptychenschichten begrenzt. Raibler Schichten liegen im Jochbach noch drei mal vor. Die Vorkommen (2) und (3) liegen N bzw. S der Hauptdolomitrippe, die vom Rainer Berg in den Jochbach hinunter zieht. Das letzte Vorkommen findet sich S des Wasserfalls im Jochbach.

Ein weiterer guter Aufschlußbereich liegt im Lehengraben und am Lehenweg im Bereich des Gehöftes Lehen. Auffallend ist die große Mächtigkeit der Raibler Schichten zwischen Badbach und Schwarzwald, die nur tektonisch erklärt werden kann.

Hauptdolomit (Nor)

Aus Hauptdolomit bestehen der Spitzenstein sowie der Nordabfall des Gebirges E Erlbrücke. Der Hauptdolomit liegt in dickgebankter Fazies vor. Eine kleine Schuppe fraglichen Hauptdolomits findet sich S Schwarzwald. Auffallend ist eine Hauptdolomitrippe, die S des Rainer Berg in den Jochbach hinunter zieht. Die großen intraformationellen Breccien sprechen für untersten Hauptdolomit (sog. Basisbreccie), was einen stratigraphischen Kontakt zu den S folgenden Raibler Schichten wahrscheinlich macht. Allerdings sind, wie bereits einleitend erwähnt, fast alle sedimentären Grenzen tektonisch überprägt.

Seefelder Schichten (Nor)

In der Nordflanke des Spitzenstein zieht ein Band graublauer bis brauner Kalke, Mergel und Dolomite entlang. Dieses Vorkommen wurde von SPERLING (l.c.) nach Vergleichen mit dem von BLAU & SCHMIDT (Geol. Pal. Mitt. Innsbruck, 1990) publizierten Profil von der Zellinscharte als Seefelder Schichten angesprochen. Wir folgen dieser Ansprache mit Vorbehalt.

Kössener Schichten (Rhät)

Eindeutig ansprechbare Kössener Schichten konnten in der Verlängerung der Amlacher Wiesen-Mulde (SW Öder Freithof) nachgewiesen werden. Es handelt sich hier um die Basis der Kössener Schichten; dies wird an Einschaltung dolomitischer Zwischenlagen deutlich. Die Serie ist hier sehr fossilreich, wir konnten Bivalven und Brachiopoden nachweisen.

Das Vorkommen ist nördlich und südlich tektonisch von Hauptdolomit begrenzt. Es streicht über den Sturzelbach und endet in einer Störungszone, die bei Mitewald ins Drautal ausstreicht. Im Verlauf dieser Störungszone finden sich ausgequetschte Reste von Kössener Mergeln. Aufschlüsse finden sich an dem neuen Forstweg, der W des Sturzelbaches im N-Hang des Nudlbichl verläuft.

Jura und Kreide

Die wichtigsten Aufschlüsse jurassischer und, eng damit verbunden, kretazischer Sedimente finden sich im Griesbachtal zwischen 1260 und 1320 m Seehöhe (Bachniveau). Dieses Vorkommen ist nur von E her durch die Schlucke zugänglich. Im N und S wird es von mächtigem, steil südfallenden Hauptdolomit begrenzt, welcher nahezu unüberwindbare Steilstufen bildet.

Die Jura- und Kreide-Vorkommen im Griesbach lassen sich als eine, allerdings tektonisch stark gestörte, Mulde interpretieren. Die Muldenflügel bestehen aus Liasfleckenmergeln, zum Muldenkern hin schließen jeweils Radiolarit, Aptychenschichten und Kreidefleckenmergel an. Die Amlacher Wiesen Schichten bilden den Muldenkern.

Der Nordflügel dieser Mulde streicht über den Rainer Berg in den Jochbach und wird im E-Hang des Rombichl tektonisch abgeschnitten. Der südliche Muldenflügel ist nur im Griesbach vorhanden.

Die im Griesbach aufgeschlossenen Kreideserien wurden bereits von GEYER (Jb. Geol. R.-A., 1903) gesehen, von diesem Autor aber als „braune und grünlich-graue Rhätmergel“ interpretiert. Auf der Karte von VAN BEMMELN & MEULENKAMP (Jb. Geol. B.-A., 1965) sind sie als „mergeliges Rhät“ verzeichnet. Die Serien im Griesbach konnten aufgrund des schwer begehbaren Geländes nur überschlägig aufgenommen werden; eine detaillierte Aufnahme ist für den Sommer 1991 vorgesehen.

Liasfleckenmergel

Die Liasfleckenmergel stehen im Griesbachtal sowohl im N als auch im S in direktem tektonischen Kontakt zum Hauptdolomit. Das Vorkommen im S liegt als tektonisch stark reduzierte Rest vor und ist auf das Griesbachtal beschränkt. Das Vorkommen im N streicht als breiter Zug vom Griesbach über den Rainer Berg, auf dessen Gipfel es gut aufgeschlossen ist, in den Jochbach hinunter und keilt dort aus. Bei den Liasfleckenmergeln handelt es sich um hellgraue, dichte Mikrite, die denen des Sturzelbaches (GRÜN & SENFF, Jb. Geol. B.-A., 1990) sehr ähnlich sind.

Radiolarit

Der rote, dünngebankte Radiolarit ist tektonisch stark beansprucht und im Griesbach sowohl im Muldensüdflügel als auch im Nordflügel auf wenige dm reduziert. Auf dem Gipfel des Rainer Berges tritt der Radiolarit nicht mehr in Erscheinung, findet sich dann aber wieder auf beiden Seiten des Jochbaches.

Aptychenschichten

Wie der Radiolarit sind die Aptychenschichten auf den Griesbach und den Jochbach beschränkt. Im Griesbach stehen die Aptychenschichten in beiden Muldenflügeln in einer Mächtigkeit von jeweils mehreren Metern an. Es ist eine Folge cremefarbener, z.T. rötlicher sehr dichter feinkritischer Kalke mit Bankmächtigkeiten zwischen 5 und 20 cm.

Kreidefleckenmergel

Auch diese finden sich in beiden Muldenflügeln. Es handelt sich um grüne und rote Mergel und Kalke mit Fucoiden. Anhand ihrer Farbe lassen sie sich gut von den Liasfleckenmergeln unterscheiden. Aus dieser Serie wurden Proben entnommen und im Dünnschliff untersucht. Wir konnten eine kleine Faune mit *Hedbergella* sp. und *Ticinella* sp. finden, die ein Apt/Alb-Alter wahrscheinlich macht.

Amlacher Wiesen-Schichten

Diese Serie war bis jetzt nur aus der Amlacher Wiesen-Mulde bekannt (vgl. z.B. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, l.c.; MARIOTTI, Geol. Alp., 1972). Am Ostufer des Griesbaches stehen, den Kern der Mulde bildend, schwarze Mergel mit zwischengeschalteten detritischen Kalken (z.T. gradiert) an. Hierbei handelt sich um die Basis des siliziklastischen Anteils (vgl. FAUPL, Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1977) der Amlacher Wiesen-Schichten.

Tektonik

Wie bereits einleitend bemerkt, ist das Kartiergebiet durch intensive laterale Schuppentektonik geprägt. Die Lagerungsverhältnisse lassen sich, anders als im Meridian von Lienz, nicht durch einen Sattel- und Muldenbau erklären. Besonders deutlich wird dies im Gebiet zwischen Jochbach und Griesbach. Nach N begrenzt durch eine E-W-verlaufende dextrale Störung folgt zunächst eine Schuppe aus Jura- und Kreidesedimenten. Im Griesbach, erreichbar von E über die Schlucke, ist diese Störung bei ca. 1260 m (Bachniveau) abgeschlossen. Der dextrale Bewegungssinn ist an einer mehrere 10er qm großen Harnisch-Fläche am westlichen Bachufer eindeutig zu belegen. Die Störung begrenzt hier Hauptdolomit im Norden gegen intern stark zerscherte Aptychenschichten im S, die bachaufwärts von Kreidefleckenmergeln überlagert werden. Die Störung zieht nach W über den Rainer Berg und Jochbach N des Rombichl bis ins Drautal bei Abfaltersbach. Im Jochbach begrenzt sie Raibler Schichten im N gegen tektonisch stark beanspruchte jurassische Radiolarite im Süden. Auf dem Rainer Berg fanden wir anstehende Lias Fleckenmergel. Die Raibler Schichten des Jochbaches ziehen vermutlich in einer Rinne bis N des Rainer Berg. Zwischen Rainer Berg und Griesbach sind sie wohl tektonisch amputiert. Die angesprochene Schuppe aus Jura- und Kreidegesteinen wird nach S von einer ebenfalls E-W-streichenden Störung begrenzt. Diese zweigt von der N Störung W des Griesbaches ab und streicht in einer morphologisch ausgeprägten Rinne S des Rainer Berg zum Jochbach hinunter. Von dort zieht die Störung S des Rombichl nach W weiter. S dieser Störung folgt ein invers liegendes Schichtpaket mit durch die Störung tektonisch amputiertem Hauptdolomit. Nach S folgen Raibler Schichten, Abfaltersbacher Plattendolomite und Jochbach Schichten. Diese Abfolge wird nach S von einer NE-SW-streichenden Störung begrenzt, die vom Griesbach aus S vorbei an

der Schönbrandhöhe in den Jochbach bei ca. 1480 m zieht. Aufschlussreich für den tektonischen Baustil des Gebietes ist die Stelle, wo der tektonisch amputierte Hauptdolomit den Jochbach quert. Hier stehen Raibler Schichten sowohl S als auch N des Hauptdolomits an. Unmittelbar W des Jochbaches keilt der Hauptdolomit tektonisch aus und die N und S Raibler Schichten vereinigen sich in einer Ruschelzone. Schleppfalten mit steilstehender Achse und E-W-verlaufender Horizontalströmung zeigen dextrale Bewegungen an. Hier wird deutlich, daß die Raibler Schichten offensichtlich als Gleithorizont gedient haben, an welchen der ursprünglich vorhandene Sattel- und Muldenbau dextral verschleppt und dadurch zerstört wurde. Dabei wurden die Raibler Schichten erstaunlich wenig tektonisch beansprucht, was auch das häufig wiederholte Vorkommen letzterer erklärt (im Jochbach alleine viermal). Zusätzlich zu den oben beschriebenen Hauptseitenverschiebungen finden sich noch untergeordnete Seitenverschiebungen, so z.B. im Jochbach zwischen den Abfaltersbacher Plattendolomiten und den Jochbach Schichten, erkennbar an Schleppfalten und dextralen Harnischen.

Erwähnenswert ist die Störung, die N des Spitzenstein vorbeistreicht. Sie streicht von E, aus dem Bereich zwischen Breitenstein und Alplspitz heran und biegt N des Spitzenstein in SW Richtung ab. An dieser Störung treten wiederholt Kristallinspäne auf. Der Kristallinspan zwischen Alplspitz und Breitenstein wurde bereits von VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (l.c.) beschrieben. Weitere Späne wurden von HEINISCH (Jb. Geol. B.-A., 1989) beschrieben und als perlschnurartig "an einer E-W-streichenden kataklastischen Zone" aufgereiht interpretiert.

Vermutlich sind die im Badbach im Verband mit Permoskyth stehenden Kristallinspäne sowie der Span im Auenbach ursprünglich dieser Scherzone zuzuordnen. Allerdings wird diese Störungszone W Spitzenstein durch NNW-SSE-verlaufende jüngere Störungen abgeschnitten. Diese versetzen auch die dextralen Schuppenstrukturen. Solche NNW-SSE-Störungen verlaufen z.B. von der Rauchkofelostflanke in den Bereich zwischen Rombichl und Lehen, von Tannela W Schwarzwald in den Lehengraben und vom oberen Badbach in Richtung Stuidl.

Blatt Blatt 179 Lienz

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Thurntaler Quarzphyllit auf Blatt 179 Lienz

VON STEPHAN KREUTZER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die von der Aachener Arbeitsgruppe im Thurntaler Quarzphyllitkomplex (TQPK) auf Blatt Lienz durchgeführten Kartierungsarbeiten wurden im Hinblick auf weitergehende Untersuchungen fortgeführt. Der TQPK wird im Arbeitsgebiet nach dem Auftreten verschiedener lithologischer Einschaltungen in eine tektonisch liegende und hangende Serie unterteilt:

Die liegende Serie ist durch das Auftreten zahlreicher geringmächtiger Grünschiefer und Porphyroide ge-

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
im Altkristallin der Schobergruppe
und der Deferegger Alpen
auf Blatt 179 Lienz**

VON GERHARD SPAETH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

kennzeichnet. Den Quarzphylliten und Phylliten sind darüber hinaus vereinzelt Marmorlinsen, Graphitphyllite und -quarzite eingeschaltet. Die vor allem SE' des Tullenkogels, des Lerchknotens und des Bösen Weibes gut aufgeschlossenen, bimodalen Metavulkanite wurden für weitere Laboruntersuchungen umfangreich beprobt. Die Aufbereitung von Zirkonen aus den Porphyroiden zur Bestimmung der morphologischen Eigenschaften ist im Gange. Von Porphyroiden und Grünschiefern werden geochemische Analysen durchgeführt.

In den hangenden Anteilen des Quarzphyllits sind den hier eher monotonen Metapeliten neben Grünschiefern, graphitführenden Phylliten und Quarziten mehrere, bis zu 20 m mächtige Alkalifeldspatblastenführende Gesteine konkordant eingeschaltet. In der weiteren Umgebung der Hochsteinhütte handelt es sich hierbei um tektonisch eingefügte Schuppen von mylonitischen Muskovit-Orthogneisen. Schwächer deformierte Partien weisen als Blasten Perthite, Mikroklinperthite und antiperthitische Schachbrettalbite auf und entsprechen in ihrer Ausbildung dem Muskovit-Orthogneis W' Leisach, welcher dem TQPK tektonisch auflagert.

W' und E' des Kristeinbaches (Burger Tal) läßt sich an ähnlichen Gesteinen im Gelände kein tektonischer Kontakt zu den Quarzphylliten nachweisen. Die nur schwach deformierte brecciöse Ausbildung dieser Gesteine läßt eher auf ein sedimentäres Edukt schließen. Da sich diese wenige m mächtigen Gesteinszüge lateral über mehrere 100 m verfolgen lassen, könnte es sich hierbei um monomikte Kalifeldspat-reiche Breccien innerhalb des überwiegend durch psammopelitische Metasedimente aufgebauten TQPK handeln.

Die bisherige Grenzziehung zwischen dem TQPK und dem eigentlichen Altkristallin im Norden wurde überarbeitet. Im Gelände beruht sie vor allem auf dem Auftreten von Metavulkanitlagen im TQPK. Darüber hinaus wurden bei der Abgrenzung die Ergebnisse der im vergangenen Jahr durchgeführten mikrogefugkundlichen Untersuchungen berücksichtigt.

Ein weiterer Schwerpunkt der Geländearbeiten lag in der Abgrenzung von Kristallinarenalen, welche als Paragneiskomplexe dem TQPK in seinem südlichen Teil eingelagert sind. Da sich hier die Gesteine des TQPK lithologisch kaum von denen des Altkristallins unterscheiden, erfolgt die Grenzziehung aufgrund des zunehmenden Metamorphosegrads. Während kleinere, als Schuppen gedeutete Altkristallinvorkommen im Grenzbereich mit Myloniten bestückt sind, gehen die größeren Kristallinareale vom makroskopischen Gefüge her kontinuierlich in die Quarzphyllite über. Der tektonische Kontakt soll mit Hilfe von Dünnschliffprofilen nachgewiesen werden.

Gemeinsam mit Prof. Dr.-Ing. G. SPAETH (Aachen) wurden neben den abschließenden Übersichtsbegehungen im TQPK Arbeiten im N' anschließenden Altkristallin durchgeführt. Hier stand der Verlauf und die Ausbildung der Deferegger-Antholz-Vals-Linie (DAV) im Vordergrund. Fossilführende Karbonatgesteinszüge, bei denen es sich vermutlich um in der DAV eingeklemmte Schuppen mesozoischer Gesteine handelt, wurden zur weiteren biostratigraphischen Untersuchung intensiv beprobt.

Die geologischen Aufnahmen im Maßstab 1 : 10.000 auf Blatt Lienz konzentrierten sich im Sommer 1990 auf das Altkristallin der Schobergruppe, und zwar auf die Kare und Bergzüge des oberen Debantals in der engen und weiteren Umgebung der Lienzer Hütte. Der Bericht wies in diesem Geländesommer vier Diplomkandidaten der Geologie von der RWTH Aachen in ihre Diplom-Kartierungsgebiete ein und betreute sie bei der Geländearbeit und der Proben- und Datenauswertung. Die endgültige Ausarbeitung der Diplomkartierungen liegt zur Zeit (Sommer 1991) in drei Fällen bereits vor, in einem Fall ist sie noch im Gange.

Die Kartiergebiete decken sich teilweise (nordwestliches und südliches Gebiet) mit bereits von der Arbeitsgruppe G. TROLL/München kartierten Bereichen, beim südöstlichen Gebiet entfällt ein Teil auf die Kartierung von H. SCHWARZBOCK (1968). Die einzelnen Gebiete sind grob mit folgenden Ortsangaben abgegrenzt:

- 1) Mirnitzbach – Leibnitzkopf – Hochschober – Debantgrat – Kalser Törl – Glödis – Glödis-Südostgrat – Lienzer Hütte (R.-D. LUX).
- 2) Lienzer Hütte – Glödis – Gößnitzkopf – Gößnitzkees – Klammerscharte – Adolf-Noßberger-Hütte – Niedere Gradenscharte – Lienzer Hütte (C. MESSERSCHMID).
- 3) Lienzer Hütte – Debantbach – Trelebitschalm – Sattelköpfe – Schleinitz – Alkuser Rotspitze – Mirnitzscharte – Mirnitzbach (M. KNAAK).
- 4) Lienzer Hütte – Debantbach – Seichenbrunn – Untere Seescharte – Himmelwand – Kruckelkopf – Adolf-Noßberger-Hütte – Niedere Gradenscharte – Lienzer Hütte (P. FEESER).

In allen vier Kartiergebieten stehen außer dem Quartär nur Gesteinsfolgen des ostalpinen Altkristallins an. Unter den quartären Bildungen (Moränen, Schuttfächer etc.) sind einige gut ausgebildete Blockgletscher bemerkenswert. Sie sind in allen Gebieten anzutreffen.

Das Altkristallin des gesamten kartierten Bereichs gehört zum weitaus größten Teil dem Liegendkomplex der Schobergruppe (CLAR; TROLL et al.) an; nur der südlichste Teil um Alkuser Rotspitze, Trelebitschalm und Schleinitz entfällt auf den Hangendkomplex mit seinen, schon von verschiedenen Autoren untersuchten Eklogit- und Eklogitamphibolit-Folgen. Vorherrschend im Altkristallin sind Parametamorphite, und dies gilt auch für den Anteil am Hangendkomplex. Glimmerschiefer, Quarzite und Paragneise, alle mit und ohne Granatführung, sind die Hauptgesteinstypen. Amphibolite und Mikroklin-Augengneise treten deutlich zurück. Die Amphibolite sind häufig mit Hornblendegneisen vergesellschaftet. Die Mikroklin-Augengneise sind fast durchwegs ebenfalls mit den Amphiboliten räumlich verknüpft. Pegmatitgänge mit erkennbarer Deformation sind im südlichen Gebiet relativ häufig, in den übrigen Gebieten sind sie seltener oder fehlen. In den beiden nördlichen Kartiergebieten sind einige alpidische Tonalitporphyritgänge gefunden worden.

Die Gesteinszüge streichen überwiegend in W–E-Richtung und fallen wechselnd in südliche und nördliche Richtungen ein. Im östlichen und südlichen Bereich biegt das Streichen leicht um in WNW–ESE-Richtung. Vor allem im östlichen Gebiet weicht das Streichen bereichsweise allerdings auch stärker ab, an einigen Stellen bis zum NE–SW-Verlauf wechselnd. Der durch das südliche Kartiergebiet verlaufende Grenzbe- reich zwischen Liegend- und Hangendkomplex ist zwar streckenweise durch besonders deutliche Deforma- tionserscheinungen gekennzeichnet, ein deutlich ein- grenzbarer, als Deckenbahn erkennbarer tektonischer Horizont war hier aber nicht auszumachen. Unter den steil stehenden, mit Myloniten besetzten jüngeren Stö- rungen herrschen in allen vier Gebieten diejenigen mit NW–SE-, auch NNW–SSE-Streichen vor. Sie haben of- fensichtlich auch eine größere Erstreckung als die sel- teneren, ebenfalls durch Mylonite markierten NE–SW- Störungen.

Einige wichtige oder bemerkenswerte Details seien für die vier Kartiergebiete im folgenden noch kurz an- geführt:

Gebiet nordwestlich der Lienzer Hütte (R.-D. Lux)

Amphibolit und Mikroklin-Augengneis treten mit nur geringer Ausdehnung am und südlich des Glödisgipfels auf. Ein weiterer, sehr schmaler Amphibolitzug läuft vom Hochschober in östlicher Richtung durch das ganze Kartiergebiet. In der nördlichen Gebiets Hälfte ist auf der Südflanke des Glödis und in den Karen südlich des Kalser Törls und des Raffkopfs in zehn Aufschlüssen granatführender Tonalitporphyrit angetroffen worden. Diese diskordanten Tonalitvorkommen ordnen sich zu einem etwa W–E-verlaufenden Zug an.

Gebiet nördlich der Lienzer Hütte (C. MESSERSCHMID)

Ein relativ mächtiger Amphibolitzug (Fortsetzung des Vorkommens im N des westlichen Nachbargesbietes) zieht zusammen mit Hornblendegneis und vor allem Mikroklin-Augengneis in E–W-Richtung fast durch die ganze nördliche Hälfte des Kartiergebietes. Der Strei- fen mit Tonalitporphyrit-Vorkommen des westlichen Nachbargesbietes setzt sich ebenfalls noch in dieses Gebiet fort. Vier größere Aufschlüsse dieser alpidi- schen gangförmigen Intrusionen, die sich räumlich nicht zu einem Vorkommen zusammenfassen lassen, sind an der Ostflanke des Glödis gefunden worden.

Gebiet südlich der Lienzer Hütte (M. KNAAK)

Die auffälligsten Gesteine in diesem Gebiet sind die Eklogitamphibolite und Eklogite, die mit großer Mäch- tigkeit die Nordwände der Schleinitz und der Sattel- köpfe aufbauen. Diese Gesteine sind ferner noch in einem schmalen Zug kartiert worden, der sich, strek- kenweise auch aussetzend, von der Mirnitzspitze, nordöstlich an der Alkuser Rotspitze vorbei, über die Grünleitenköpfe und die Trelebitschalm bis hinab zum Debantbach verfolgen läßt. Auffällig ist ferner ein sich offensichtlich mehrfach aufspaltender mächtiger Meta- pegmatitgang, der sich aus der Nordostflanke der Al- kuser Rotspitze über fast 3 km Länge bis in das obere Trelebitschkar erstreckt. Ein dicht geschartes Bündel von Mylonitzonen durchzieht das Kartiergebiet fast sei- ner ganzen Längserstreckung nach, d.h. von der

Scharte westlich des Tscharnakts bis zum Sattel öst- lich der Sattelköpfe, also in der dominierenden NW–SE-Störungsrichtung.

Gebiet südöstlich der Lienzer Hütte (P. FEESER)

Mikroklin-Augengneise treten in diesem Gebiet mit größerer Mächtigkeit in der Nordflanke von Geißkofel und Himmelwand auf. Westlich und nördlich der Wan- genitzsee-Hütte, bis hinauf zum Perschitzkopf, häufen sich die Amphibolitzüge, auch hier immer wieder ver- gesellschaftet mit Hornblendegneis und Mikroklin- Augengneis. Weit überwiegende Gesteine sind in die- sem Gebiet aber Glimmerschiefer und Glimmerquarzit. Relativ häufig sind hier die durch Mylonitzonen beleg- ten NE–SW-Störungen neben den dominierenden NW- SE-Störungen.

Neben der Betreuung der oben angeführten Diplom- kartierungen wurden zusammen mit S. KREUTZER im Thurntaler Quarzphyllit und im Altkristallin der südöstli- chen Deferegger Alpen auf Blatt Lienz Begehungen zur weiteren Überprüfung der Kartiererergebnisse der ver- gangenen Jahre (1987–1989) durchgeführt (vgl. Bericht S. KREUTZER 1990). Hierbei galt die besondere Auf- merksamkeit der genaueren Festlegung des Verlaufs der Defereggan-Antholz-Vals-Linie (DAV), die von den nordwestlichen Hängen des mittleren Michelbachtals bis über Schlaiten hinaus über mehrere Kilometer in südöstlicher Richtung vor allem an Hand von tekto- nisch eingeklemmten, vermutlich mesozoischen Kalken und Myloniten im Altkristallin zu verfolgen ist.

Siehe auch Bericht zu Blatt 178 Hopfgarten von J. BLAU et al.

Blatt 180 Winklern

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der südöstlichen Schobergruppe auf Blatt 180 Winklern

Von ANTON J. EGGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nach mehrtägigen Übersichtsbegehungen mit G. FUCHS und M. LINNER in den von diesen Autoren kar- tierten und östlich der Möll angrenzenden Teilen der Goldberg-/Sadniggruppe wurde in dem auf Blatt 180 Winklern gelegenen Anteil der Schobergruppe mit de- taillierten Kartierungsarbeiten begonnen. Dabei wurde ein max. 1 km breiter und ca. 4 km langer Gelände- streifen zwischen Iselsberg im S und Steinscharte im N aufgenommen (siehe Manuskriptkarte 1 : 10.000). Dies entspricht dem SE-Abschnitt der Schobergruppe am Westrand des genannten Kartenblattes.

Die nachfolgend angeführten Ortsangaben sind aus- nahmslos dem Kartenblatt 180 Winklern (Aufnahme 1983, Nachträge 1985) entnommen und stimmen daher mit den Angaben auf älteren Blättern nicht immer über- ein.

In Anbetracht des frühen Kartierungsstadiums wurde auf eine Übernahme der von G. FUCHS (1989) für das Kristallin der Sadniggruppe vorgeschlagenen Seriergliederung (Hoferkopf-Serie, Migmatitische Schieferserie, Sadnig-Serie) vorerst verzeichnet, wenngleich geologische Position, lithologische Zusammensetzung und Strukturdaten eine Zugehörigkeit des kartierten Geländestreifens zur Hoferkopf-Serie sehr wahrscheinlich machen.

Abgesehen von den gebietsweise weit verbreiteten glazialen Ablagerungen sowie rezenten Hangschuttfächern wurde von S nach N zwischen vier lithologisch unterschiedlichen Einheiten unterschieden:

Süden: Glimmerschiefer und Paragneise
Kalkmarmor-Quarzit-Folge
Injektionsgneise

Norden: Zweiglimmergneise (Plattengneise)

Da noch keine Dünnschliffresultate vorliegen, beschränkt sich die Beschreibung der Gesteine notwendigerweise auf Aufschluß- und Handstückbeobachtungen. Insgesamt 13 Handstückproben sind in der Manuskriptkarte eingetragen.

Glimmerschiefer und Paragneise

Diese Gesteine stehen südlich und östlich der Luggeralm an und reichen im N bis über den Geiersbichl. Es handelt sich generell um ziemlich eintönige, massige Zweiglimmerschiefer, die durch ihren hohen Anteil an grobschuppigem Biotit und Muskowit auffallen. Mit steigendem Feldspatgehalt gehen die Schiefer lagenweise in Paragneise über. Nur vereinzelt sind geringmächtige, konkordante Amphibolitlagen mit z.T. reichlich Granat zu beobachten. Auch die Glimmerschiefer und Paragneise führen schichtgebunden viel Granat und/oder Turmalin. Besonders hervorzuheben sind jedoch die Einlagerungen von Augengneis. Diese Gneise wurden in einem mittlerweile aufgelassenen Steinbruch im S der Luggeralm abgebaut. Ein lithologisch vergleichbarer Aufschluß wird in 1.550 m Seehöhe von der Luggeralmstraße angeschnitten. Die im Aufschlußbild recht unregelmäßig verteilten Kalifeldspat-Augen sind im Längsbruch deutlich s-parallel geschwänzt. Einzelne Fasern in dem lagenweise biotitreichen Gneis erreichen bis zu 10 cm Länge. Eine genauere Beschreibung muß der noch ausstehenden Detailkartierung des erwähnten Steinbruchgeländes vorbehalten werden.

Strukturmessungen lassen auf eine mittelsteil gegen E (ENE) einfallende Antiklinale im Bereich der Luggeralm schließen. Weiter nördlich, beim Geiersbichl, fallen die Paragneise generell nach S ein.

Kalkmarmor-Quarzit-Folge

Das bereits von E. VOHRZYKA (1959) beobachtete Marmorband ist knapp 1 km SSE der Raneralm-Hütte, zwischen den zu dieser Hütte und zur Winkler Alm-Hütte (AV-Hütte) führenden Almstraßen, aufgeschlossen. Ein 10 m hoher Wandsturz weist folgende Schichtfolge aus:

Hangend: 5 m Kalkmarmor, grauweiß, körnig, im oberen Teil dünnlagig, darunter dickbankig
4 m Schiefer, braun, untergeordnet Marmorlagen
Liegend: 1 m Kalkmarmor (ca. 60 %) und Schiefer (40 %).

Unmittelbar im Hangenden der Marmore sind quarzitisches Glimmerschiefer bzw. Gneise aufgeschlossen, während das Liegende nicht direkt einsehbar ist. Das Marmor-Schiefer-Paket fällt mit ca. 30° gegen NE ein.

Injektionsgneise

Unter dieser Bezeichnung wurde ein nur etwa 400 m langer Aufschluß SSE der Raneralm-Hütte ausgeschieden. Die scharfkantig und stückig brechenden Gesteine sind möglicherweise durch eine starke Klüftung der in situ-Formation verursacht. Im Unterschied zu den betont geschieferten und glimmerreichen Gesteine im S überwiegen quarzreiche und örtlich intensiv gefeldspatete „migmatitische“ Vertreter, deren gesonderte Stellung durch weitere Kartierungsergebnisse erst bestätigt werden muß.

Zweiglimmergneise (Plattengneise)

Die nördliche Hälfte des Untersuchungsgebiets, also zwischen Straßkopf im S und Steinscharte im N, wird von diversen Paragneisen aufgebaut. Typisch ist eine unterschiedlich starke, in Form schichtparalleler Schnüre bis Lagen konzentrierte Feldspatführung, die lokal zur Bildung von Bändergneisen führt. Hervorzuheben sind dünnbankige (dm-Bereich) Plattengneise zwischen Lecktratten und Straßkopf-Gipfel sowie weiter nördlich im Bereich Winkelacken und Roßbichlboden. Diese stellenweise in Biotitgneise übergehenden Fein- bis mittelkörnigen Gesteine führen nicht selten Granat und Turmalin und weisen im Handstück eine deutliche Spitzfältelung auf (Handstück 90/2 zeigt einen geknickten Turmalin in einem Miniaturfaltenscheitel). Darüberhinaus konnten in den m-großen Falten der Plattengneise Faltenachsen und Lineation auf den s-Flächen eingemessen werden. Der Kartierungsbefund läßt erkennen, daß die Plattengneise von massiveren Gneisbänken mit petrologisch ähnlicher Zusammensetzung überlagert werden, z. B. am Kugelkopf und wahrscheinlich auch im Garnitzen-Kamm.

Im bisher bearbeiteten Gebiet weist die im großen und ganzen eintönige Paragneisabfolge kaum Einlagerungen andersartiger Gesteine auf. Amphibolit tritt nur sehr sporadisch auf. Nicht ganz so selten sind gequetschte Pegmatitlinsen mit Granat und Turmalin. Auf der SE-Seite des Winkelkopfes steht über einer kleinen Felshöhe in 2.480 m Seehöhe ein ca. 3–4 m mächtiger, diskordanter Tonalitgang an. Der Kontakt des Intrusivs mit dem quarzitischen Nebengestein ist scharf und mineralogisch unauffällig. Gänge dieser Art wurden von E. VOHRZYKA (1959) als Tonalitporphyr beschrieben. Eine genauere Kenntnis über Verbreitung und Lagerungsverhältnisse dieser Ganggesteine wird von der Begehung des Bergkammes Großbodenkopf – Winkelkopf – Roßbichl – Steinscharte erwartet.

Die Strukturmessungen weichen von den für die Glimmerschiefer-Paragneis-Serie im S ausgewiesenen Daten nur unwesentlich ab. Anstelle ENE-Einfallen wurde ein deutlich flacheres Einfallen der Faltenachsen gegen ESE festgestellt. Das Schichtfallen weist auf eine leichte Antiklinalstruktur zwischen Straßkopf und Kugelkopf hin. Auf die wahrscheinliche Zugehörigkeit des kartierten Areals zur Hoferkopf-Serie von G. FUCHS (1989) wurde bereits eingangs hingewiesen.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
(Übersichtsbegehungen)
auf Blatt 180 Winklern**

Von GERHARD FUCHS
& MANFRED LINNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Ziel unserer Übersichtsbegehungen, die wir z.T. gemeinsam mit A. EGGER durchführten, war es, die Kartierungsarbeiten der verschiedenen Bearbeiter im Bereich Winklern-Marterle aufeinander abzustimmen sowie die Beziehung des Altkristallins der Sadnig-Gruppe zur Matreier Zone zu klären. Zu diesem Zwecke erstreckten sich unsere Begehungen auf die Bereiche Lackner Alm SW Putschall/Mölltal, Astental, Makernig Sp., Großfragant, Zaneberg, Sagas und Grafenberg.

Den besten Eindruck der Matreier Zone bekamen wir im Gebiet Makernig Sp.-Kabitzenbühel. Die dunklen Kalkphyllite und Glimmermarmore S vom Schobertörl gehören wohl in die tiefsten Teile der Matreier Zone. Beim Anstieg zur Makernig Sp. folgen darüber geringmächtige Grünschiefer und dann grünlich-silbrige Quarzphyllite und Quarzite mit zahlreichen linsigen Einschaltungen von ocker verwitterndem Dolomit. Letztere sind Meter- bis Zehnermeter mächtig, die gesamte Phyllit-Quarzit-Dolomitserie beträgt 200–300 m.

Darüber folgt ein Paket von schwärzlichen Kalkphylliten, hellgrünlichen Quarziten und Phylliten sowie Karbonatlinsen. Diese Zone ist etwa 80–100 m mächtig. Darüber folgt plattiger, sehr reiner, weißer Quarzit vom Typus Semmering-Quarzit (20–30 m), dann einige hundert Meter Quarzit und Quarzphyllit, welche den Hirtenkopf und den Gipfel 2529 aufbauen. Auch in dieser arenitreichen Serie finden sich wenige Meter mächtige Linsen und Bänder von Kalk- oder Dolomitmarmor, im hangendsten Teil cm- bis dm-mächtige karbonatische Lagen. Im NE-Grat des Mulleter Sadnig folgen ca. 30 m intensiv grüne, flatschige, geknitterte Phyllite ohne Quarzit. Der Gipfelaufbau des Mulleter Sadnig besteht aus grauen Quarziten und Glimmerschiefern der Sadnig-Serie. Der höhere Teil des beschriebenen Profils ist auch am Weg von der Lindleralm zum Kabitzenbühel und im Bereich desselben zu beobachten. Das Einfallen der Gesteine ist im beschriebenen Gebiet mittelsteil SW.

Die östliche Fortsetzung der Matreier Zone ist im Großfragant und am Zaneberg gut zu studieren. Im Bereich Eggereben Alm-Kreubödele setzt die Matreier Zone über den Kalkglimmerschiefern der Oberen Schieferhülle mit dunklen Kalkphylliten ein. Eingeschaltet finden sich auch grünliche Phyllite sowie Linsen von unreinem Marmor und Rauhacken z.T. mit grünen Schieferstückchen. Diese nicht über 100 m mächtige Folge überlagern ca 500 m grau-grüne phyllitische Glimmerschiefer mit Quarzknuern, quarzitischer Schiefer, weiße-äpfelgrüne, bankige, Quarzite, phyllitische Konglomeratschiefer und brekziöse Metaarkosen. In grüngrauen, z.T. arenitischen Schiefern ist Plagioklas-Blastese zu beobachten. Das Mengenverhältnis von Quarzit: quarzitischen und arkosigen Schiefern: phyllitischen Glimmerschiefern wird 20 : 30 : 50 geschätzt.

Diese von unseren Vorgängern dem Altkristallin zugerechnete Serie wird von uns als Zaneberg-Serie bezeichnet und der Matreier-Zone zugeordnet. Im Makernig-Gebiet sind linsige Karbonateinschaltungen ver-

hältnismäßig häufig, am Zaneberg ist die Serie reicher an grobklastischen Bänken. Die im Aufnahmsbericht (FUCHS, 1988) erwähnten Arkosegneise vom Klausenkofel bei Sagas sind die direkte Fortsetzung der Gesteine vom Zaneberg und gehören daher nicht zur Sadnig-Serie.

Der Bau der Matreier Zone ist durch isoklinale Faltung und Schuppung gekennzeichnet. Wir vermuten permoskythisches Alter der Zaneberg-Serie und betrachten den Hangenteil der Matreier Zone als invers. Interessant ist, daß die Hangendgrenze der Zaneberg-Serie im wesentlichen ungestört ist, jedenfalls hier keine Großüberschiebung unterzubringen ist. Die kräftige Knickfaltung im hangendsten (schieferreichen) Teil der Zaneberg-Serie ist als junge Nachbewegung zu sehen, keinesfalls als Überschiebungsbahn. Zaneberg- und Sadnig-Serie erscheinen als primäre, heute verkehrte Abfolge.

Die Sadnig-Serie, im Typusgebiet primär etwa 2000 m mächtig, besteht aus silbrigen, grünen bis dunkelgrauen Glimmerschiefern, im Querbruch gesprenkelten Schiefern, weißen bis bleigrauen, oft feingeschichteten, feinkörnigen Quarziten und Paragneisen. Kleine, häufig chloritisierte Granate und gelegentlich Staurolith zeigen, daß die Formation bereits amphibolitfazielle Metamorphose mitgemacht hat – im Gegensatz dazu ließ sich in der Zaneberg-Serie bloß Grünschiefer-Metamorphose nachweisen. Zur Charakterisierung der beiden pelitisch-arenitischen Serien ist ein Vergleich angebracht:

Sadnig-Serie

Glimmerschiefer, fleckige Schiefer – Paragneise; weiß feinkörnige Quarzite, ebenflächig, plattig-bankig.

Fehlen.

Sehr selten Amphibolit.

Von einer Stelle abgesehen fehlen Karbonate.

Ebenflächige, parallele Lamellierung verrät ruhige, einheitliche Sedimentation.

Schwach amphibolitfazielle Metamorphose (variszisch oder mittelkretazisch) und retrograde grünschieferfazielle Überprägung (alpidisch).

Alter: paläozoisch (?).

Zaneberg-Serie

Phyllitische Glimmerschiefer bis Quarzphyllite (+ Quarz-knuern); weiß-lebhaft grüne, mittel- bis grobkörnige, bankige Quarzite und quarzitischer Schiefer; phyllitische Konglomeratschiefer.

Metaarkosen und Arkose-schiefer.

Serizit-Chloritphyllite.

Linsen von Dolomit- und Kalkmarmor.

Raschere, gröber klastische Schüttung mit größeren faziellen Unterschieden.

Grünschiefer-Metamorphose (alpidisch).

Alter: permoskythisch (?).

Wir sehen somit weder in der Zaneberg-Serie noch in der Sadnig-Serie typisches ostalpines Altkristallin. Letzteres grenzt, wie in früheren Aufnahmsberichten beschrieben, an einer steilen Preßzone an die Sadnig-Serie und scheint an einer Stelle (Steinwand bei Stall) von der Sadnig-Serie sedimentär überlagert zu sein.

Die in früheren Berichten als Migmatitische Schiefer-Serie beschriebene Formation wird jetzt als Melenkopf-Serie bezeichnet. Sie ist ein Komplex von Glimmerschiefern bis Paragneisen, migmatitischen Gneisen und Augengranitgneisen, wobei der Paraanteil bei weitem überwiegt. Untergeordnet finden sich auch Amphibolite, die häufig mit Aplitgneis vergesellschaftet sind. Die Lagerung zeigt raschen Wechsel, was als

Hinweis für mehrfache tektonische Überprägung gesehen wird.

W der steilen Störung Tor-Astner Höhe baut die Hoferkopf-Serie den SW-Teil der Sadnig-Gruppe auf. Sie besteht aus plattig bankigen, bräunlich anwitternden, grauen Sedimentgneisen und dick-bankig bis massigen, metablastischen Gneisen sowie grobschuppigen, mitunter mineralreichen Glimmerschiefern. Zonenweise angereichert oder sporadisch sind Züge bzw. Linsen von Amphibolit eingeschaltet. Selten sind dm- bis m-Lagen von Kalksilikatfels zur beobachten. Im W (E Mörtschach bis Ledererwiesen) sind kleinere Körper von Augengranitgneis mit Feldspatungszonen in obigen Gesteinen zu finden.

Hinsichtlich des Baues der Sadnig-Gruppe ist festzuhalten:

Die sehr mächtige Hoferkopf-Serie baut den SW-Teil der Berggruppe auf. Sie bildet im Bereich Goaschnig eine Aufwölbung, deren Flanken gegen N bzw. S regional abtauchen. Im Kamm Hoferkopf-Zellinkopf schwankt die Einfallrichtung stark, die Lagerung ist aber meist flach (horizontal-mittelsteil). Dieser Kristallinblock grenzt an der vertikalen Störung Astner Höhe – Tor an den von der Melenkopf-Serie aufgebauten Block. Die beiden Kristallinblöcke zeigen weder im Material noch in ihrem Innenbau Beziehungen zueinander. Die Serie ist vom Kogelscheibenkopf über Stellenkopf, Melenkopf in den Raum von Stall zu verfolgen. Auch die Beziehungen zur im NE anschließenden Sadnig-Serie sind kompliziert. Die Grenze von der Stussen Alm über Klenitzen Törl-Firstl, SW Laschkitzkopf ist tektonisch. Es ist eine steile, nicht glatte, sondern verfaltete tektonische Fläche; es kam auch zu diskordanten Verkeilungen der angrenzenden Serien (z.B. Firstl) und großen Schleppfaltungen. Zwischen dieser Pressungszone und der Matreier Schuppenzone spitzt die Sadnig-Serie E der Hinteren Asten aus. Die Melenkopf-Serie kommt saiger stehend beim Gasthof Glocknerblick mit der mittelsteil SW abtauchenden Matreier Zone in Kontakt. Dieser scheint gestört zu sein und könnte die Fortsetzung der Pressungszone sein, die während oder im Anschluß an die Deckenbewegungen wirksam war.

Die Sadnig-Serie zeigt gut erhaltenen Sedimentcharakter und es fehlen Mischgneisbildungen; dies spricht dafür, daß die Formation jünger ist als die Melenkopf-Serie. Andererseits zeigt das Vorkommen von Granat und Staurolith höhere Metamorphose als die der Matreier Zone an. Die Sadnig-Serie grenzt konkordant und ohne Überschiebungskontakt an die Matreier Zone. Wir betrachten die höheren Teile der Matreier Zone und die Sadnig-Serie als verkehrte paläozoisch-mesozoische Abfolge, die von ihrer Kristallinbasis steil überfahren wird. Im Typusgebiet etwa 3000 m mächtig, spitzt die Sadnig-Serie gegen W (siehe oben) wie gegen E aus. Bei Söbriach war keine Sadnig-Serie im Grenzbereich Matreier Zone-Alt kristallin mehr festzustellen.

Die in der Sadnig-Serie gemachten Erfahrungen fügen sich gut in das Gesamtbild des ostalpinen Baues, wonach besonders im höheren Teil des Unterostalpins, also unter dem mittelostalpinen Kristallin, verkehrte Serien verbreitet sind (Subsilvrettide Schollen des Engadiner Fensters, Quarzphyllitdecke der Radstädter Tauern, Kirchberger Decke der Buckligen Welt). Es wird damit wahrscheinlich, daß das ostalpine Kristallin sich aus anfänglichen Großfalten zu Decken entwickelt hat.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone und in der Sadniggruppe auf Blatt 180 Winklern

Von HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Aktivitäten der Arbeitsgruppe

Im Geländesommer 1990 konnten die seit 1989 laufenden Diplomarbeiten abgeschlossen werden. Es liegen damit von folgenden Gebieten endgültige Aufnahmen im Maßstab 1 : 10.000 vor:

- Astener Höhe – Mohar – Kluidhöhe (A. MARESCH)
- Zirknitztal – Hilmersberg – Krackköpfe (M. FISCHER)

Die zugehörigen Kartierberichte und Beschreibungen der Lithologie sind bereits im Aufnahmsbericht 1989 enthalten.

Weiterhin wurde im Rahmen einer laufenden Dissertation das Gebiet zwischen Sandfeldkopf, Saustellscharte und Kometerhütte aufgenommen. Die Ergebnisse sind in einem getrennten Aufnahmsbericht dargestellt (vgl. A. ZADOW, dieser Band).

Der Leiter der Arbeitsgruppe setzte seine Aufnahmen im Bereich Mörtschach – Wetschgenkopf – Astenschlucht – Sabernitzenbach – Laschkitzkopf fort (Maßstab 1 : 10.000).

Bereich Wetschgenkopf – Astenschlucht – Sabernitzenbach – Laschkitzkopf

Die gemeinsamen Geländebegehungen und Diskussionen des Jahres 1990 mit den für die Aufnahme des Sadnig-Kristallins zuständigen Kollegen (G. FUCHS, M. LINNER) führten zu dem Entschluß, die von G. FUCHS (1988) definierten Serien-Namen zwecks Vereinheitlichung zu übernehmen. Dies machte eine Teil-Revision und erneute Geländebearbeitung der eigenen Aufnahmen des Jahres 1989 notwendig.

Der Bereich Hintere Asten – Auf der Steil – Aichenegg wird von monotonen Paraserien der Sadnig-Serie eingenommen (Quarzite, quarzitisches Glimmerschiefer, Glimmerschiefer). Die Foliation steht steil mit einem Generalstreichen von etwa 120°.

Die Grenze zur Melenkopf-Serie ist nicht immer klar zu ziehen, da es sich nach FUCHS (1988) ebenfalls um monotone Paragneise und Glimmerschiefer handelt. Gelegentlich sind granitoide Orthogneise eingeschaltet, anhand derer die Grenzziehung vorgenommen wurde. Foliation und metamorpher Lagerbau stehen steil und verlaufen parallel zum Interngefüge der Sadnig-Serie. Die Grenze wurde im Bereich Jörgelberg – Laschkitzkopf festgelegt.

Die Hoferkopf-Serie baut den Talausgang der Astenschlucht, die Mörtschachwiesen und den Wetschgenkopf auf. Die Grenze zur Melenkopf-Serie wird durch eine markante, bis zu 200 m breite, 120° streichende Kataklysezone markiert. Zahlreiche Parallelstörungen und begleitende Riedel-Brüche weisen auf eine größere regionale Bedeutung dieser sprödeverformten Trennfuge hin. Die Hoferkopf-Serie kontrastiert sehr stark zum übrigen Sadnig-Kristallin, bereits aufgrund des diskordant zum restlichen Bereich verlaufenden internen Lagerbaus. Es handelt sich um engräumig verfaltete, migmatische Paragneise und Glimmerschiefer, Granitgneise, Augengneise sowie Granatamphibolite bis Eklogit amphibolite. Der metamorphe Lagerbau und die

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
in der Sadnig-Gruppe
auf Blatt 180 Winklern**

VON MANFRED LINNER

Foliation weisen überwiegend eine flache Raumlage auf. Der Lagenwechsel findet im Zehnermeter- bis Meterbereich statt. Die Amplituden der hochplastisch verformten Scherfalten liegen ebenfalls in dieser Größenordnung. Neben Belegen für Mehrfachfaltung sind gelegentlich auch Tauch- und Tüfenfalten nachzuweisen. Der Faltenbau erlaubt zwar noch eine zeichnerische Erfassung, ist aber nicht mehr im Maßstab 1:10.000 darstellbar. Wegen der komplexen Faltengeometrien verursachte der Versuch, den Internbau der Hoferkopf-Serie aufzulösen, einen hohen Zeitaufwand. Letztendlich mußte aus Gründen der Übersichtlichkeit stark generalisiert werden. Sackungen im Flankenbereich der Astenschlucht komplizieren zusätzlich die Analyse der tektonischen Architektur.

Die Astenschlucht konnte in halsbrecherischen Einsätzen mittlerweile fast komplett durchstiegen werden. Neben Nervenkitzel vermittelte dies auch einen lebendigen Eindruck in das Müll-Entsorgungskonzept der Nationalpark-Gemeinde. Die anschließende N-Flanke des Goaschnig-Kopfes ist unbegebar. Fatalerweise ist auch der Einsatz des „Schweizer Hammers“ nicht zielführend, da diese Flanke von der bereits beschriebenen verfalteten Wechselfolge eingenommen wird. Ich überlasse diese Aufgabe gerne zukünftigen, dynamischen Geo-Alpinisten.

Die beschriebenen Serien des Sadnig-Kristallins werden im Astenbach durch Störungen amputiert. Generell ist bei Annäherung an die Matreier Zone ein Schräg-Zuschnitt des Kristallins zu verzeichnen. Im Bereich Kabitzenbühel – Hintere Asten bilden Gesteine vom Typ der Sadnig-Serie die Grenze zur Matreier Zone. In Nähe des Gasthofs Glocknerblick (Mohar) grenzt Melenkopf-Serie an die Matreier Zone an, weiter im Westen ist konsequenterweise der Kontakt zwischen Hoferkopf-Serie und Matreier Zone zu postulieren.

Quartäre Bildungen und Rezent-Geodynamik

Hochliegende Eisrand-Sedimente im Astental sind durch das reliktsche Auftreten von schwach konsolidierten Kies-, Grobsand- und Bänderschluft-Ablagerungen bewiesen (Siedlungsgebiete Vordere und Hintere Asten). Diese Eisrand-Terrassen lagern im mittleren Astental auf fossilen Rutschmassen auf. Erosionsrelikte von tieferen Eisrand-Bildungen finden sich auch im Mölltal bei Mörtschach (z.B. Kirche St. Leonhard). Morphologisch gut ausgeprägte Obermoränen-Wälle zieren die einsamen Nordkare zwischen Hohem Wittel, Stellenkopf, Laschkitzkopf und Feldkopf.

Der gesamte Kamm zwischen Hohem Wittel und Asten ist instabil. Durch eine Vielzahl von Sackungstrepfen und offenen Spalten löst sich der Gesteinsverband in inkohärente Blockschutt-Massen auf. Insbesondere der Bereich zwischen 2200 m und 1800 m Seehöhe bildet unzweifelhaft ein Gefahrenpotential und sollte beobachtet werden.

Offene Klüfte an der SE-Abdachung des Mörtschachberges oberhalb der Fahrstraße weisen diesen Bereich ebenfalls als aktive Bewegungszone aus. Es bleibt zu hoffen, daß die 1990 eingeleiteten Straßen-Sicherungsmaßnahmen zur Stabilisierung des Hanges ausreichen werden. Große Rutschmassen lagern auch an der SW-Flanke des Mörtschachberges oberhalb Mörtschach.

Knapp die Hälfte der Zeit wurde für Übersichtsbegehungen gemeinsam mit G. FUCHS und A. EGGER verwendet (Bericht gemeinsam mit G. FUCHS). Die Kartierungstätigkeit in den westlichen Ausläufern der Sadnig-Gruppe erstreckte sich auf die Zionigalm und ihre Umrahmung, die vom Kolmköpfl über den Ruckenkopf und die Hochnase bis zum Grollerkopf reicht. Weiters wurden der Kolmitzentalausgang, der Mölltalwesthang bei Mörtschach und Lassach, sowie die Greuterwiesen aufgenommen. Das als Hoferkopf-Serie benannte hochmetamorphe Kristallin baut den gesamten heuer kartierten Bereich auf.

Eine von plattigen, feinlamellierten und bankigen, feldspatreicheren, zugleich schwach metablastischen Gneisen geprägte Paraserie streicht durch den Kolmköpflnordhang und quert den Melenbach östlich der Brücke. In biotit- und quarzreicheren Gneisen sind hingegen Feinfältelung und Quarzmobilisate charakteristisch. Metablastische Zweiglimmergneise und grobschuppige Glimmerschiefer sind in geringen Mengen zugegen. Diese flachlagernde Paraserie ist die westliche Fortsetzung des von G. FUCHS (Verh. Geol. B.-A. 1989) beschriebenen tieferen Teils der Hoferkopf-Serie.

Dickere Paragneisbänke und zunehmende Metablastese vermitteln zum höheren Teil, der sich im Gipfelbereich vom Kolmköpfl, im Grat zum Ruckenkopf und über den Hochnasennordsporn nach Westen fortsetzt. Die dickbankig, stark metablastischen, feldspatreichen Gneise werden von grobschuppigen, hellglimmerreichen, ebenfalls metablastischen Schieferen begleitet. Blaßgrünliche Quarzite und Kalksilikatgneise sind äußerst selten. Am Ruckenkopfwestfuß wurden zwei zuckerkörnige, weiße Kalkmarmorboudins in einem Kalksilikatblock festgestellt. Kleinere Amphibolitlinsen sind im höheren Teil weit verbreitet. Ein vierzig Meter mächtiger Körper mit Eklogitamphibolit im Kern und dem sonst üblichen, nahezu monomineralischen Amphibolit findet sich im Nordfuß der Hochnase.

Hinweise auf die Lagerungsverhältnisse geben dünnbankige, kaum metablastische Gneispartien, die im höheren Teil der Serie als kompetente Lagen wirken. Sie lassen beispielweise in der Ruckenkopfwestwand Faltenbau erkennen. Bei flachem bis mittelsteilen Einfallen bewegt sich die Fallrichtung zwischen S und SW. Zwei Deformationsphasen sind in den metablastischen Gneisen des Kolmköpfls zu sehen: Isoklinale Falten sind durch ein zweites, jüngeres Ereignis verfaultet. Dieses jüngere Ereignis könnte auch die Knickfaltung in den Glimmerschiefern bewirkt haben. Als jüngstes strukturelles Element betrachte ich dunkelgraue, matte Mylonite, die als schmale kataklastische Scherzonen alle älteren Strukturen durchschneiden. Mit steiler bis flacher Lagerung und gleichfalls unsteter Fallrichtung durchziehen sie sicherlich den gesamten Kristallinblock, sind aber nur in Gebieten mit anhaltender Erosion, also in der Kammregion zwischen Ruckenkopf und Ebeneck, in ihrem vollen Umfang sichtbar. Daher wurde auf eine Kartierung dieser nicht weit verfolgbaren Scherzonen verzichtet.

In Richtung Grollerkopf nimmt der Anteil an Glimmerschiefern zu und insbesondere granat- und/oder staurolithreiche Typen bereichern das lithologische Bild. Häufig sind sie im Kar westlich der Hochnase, in der Umgebung der Kerschbaumeralmhütte und westlich vom Goaschnig. Neben diesen granat- und staurolithreichen Typen kommen normale Zweiglimmerschiefer, chlorithältige oder quarzreiche Glimmerschiefer vor. Vergesellschaftet sind sie sowohl mit metablastischen, massigen, als auch gebankten, quarzreichen Gneisen.

Der Kolmitzentalausgang zwischen Grollerkopf und Goaschnigkopf schließt eine weitgespannte flach nach ESE abtauchende Aufwölbung mit lithologisch sehr unterschiedlichen Schenkeln auf. Der Südschenkel in den schwer zugänglichen Teilen des Grollerkopfnordhanges besteht aus gebankten bis massigen, metablastischen Paragneisen und (Granat-)Glimmerschiefern, deren Anteile lokal schwankend eine Unterteilung der Serie, wie sie weiter östlich durchgeführt wurde, nicht zulassen. Schmächtere Amphibolitlagen sind selten und Granitgneislagen nur südlich der Brücke über den Melenbach anzutreffen.

Granitgneise, mächtige Amphibolitzüge und feinkörnige, massige Paragneise sind die Charaktergesteine des Nordschenkels, allesamt im Südabfall des Goaschnigkopfes prächtig aufgeschlossen. Der lichte, inhomogene Granitgneis ist meist mittelkörnig, hat häufig porphyrischen Kalifeldspat und pygmatisch gefaltete Quarz-Feldspatgängen. Er bildet am Fuß der Felswände einen fünfundzwanzig Meter mächtigen Zug, der etwa bei der Talstation der Seilbahn den Melenbach erreicht, dann bei der Brücke gegen E umschwenkt und dabei gleichzeitig unter die Paragneise einfällt. Auch in dem hangenden in den Paragneisen eingeschalteten Amphibolitzug schwenkt die Fallrichtung hier um und markiert so das Scharnier der Antiform.

Dieser Amphibolitzug ist mit hundert Metern der mächtigste und streicht mit gleichbleibender Mächtigkeit um den Goaschnigkopf herum ins Astental hinein. Seine lithologische Vielfalt streckt sich von Eklogitamphibolit über den dunkelgrünen, nahezu monomineralischen, grobkörnigen Amphibolit und feinfalzigen, hellgrünen Amphibolit bis hin zu Bänderamphibolit. Bemerkenswert sind helle, gesprenkelte Gneislagen mit metablastischem Plagioklas, Quarz, Biotit und grobkörnigem Klinozoisit.

Unzählige Granitgneis- und Amphibolitlagen, wenige Dezimeter bis Meter mächtig, sind typisch für den mittleren Teil der Felswände. In diesem Bereich ist einerseits die Granitintrusion mit ihrem pegmatitischen Gangfolge und andererseits die gemeinsame metamorphe Überprägung des Para- und Orthomaterials mit Metablastese in beiden Gesteinsarten bewirkt hat, modellhaft zu studieren.

Die als typisch für den im Vorjahr kartierten Anteil der Hoferkopfschicht beschriebenen pegmatitischen Quarz-Feldspatlagen wurden heuer im Melenbachbett östlich der Brücke wiederum öfter beobachtet. Sie stehen deutlich in räumlicher Beziehung zum Granitgneis und stellen eben dessen eingeschichtete Gangfolge dar. In der Umgebung der Orthogneise sind feinkörnige, massige, mitunter biotitreiche Paragneise dominierend. Östlich der Alm am Goaschnigkopfwestsporn wirken die Gneise auf Grund augenförmiger Quarz-Feldspat-Schlieren durchaus migmatisch.

Der Mölltalwesthang bei Mörttschach und Lassach zeigt auch den tieferen Teil der oben beschriebenen Antiform im Querschnitt. Beiderseits der Melenbachschlucht ist zwischen 1300 und 1600 m ein Areal mit schlierig, gefälten Schiefer bis nebulitischen Gneisen. Sie reichen südlich über den Bruchetbach hinaus und lassen eine migmatische Tendenz erkennen. Hinzu kommen für die Serie sonst übliche Paragesteine, wie plattige bis gebankte oder massige, metablastische Gneise, Glimmerschiefer und besonders am Hangfuß bei Lassach dunkelbraune, zähnharte, quarz-biotitreiche Gneise mit Quarzmobilisaten. Wenige Amphibolite und äußerst seltene Kalksilikatgneise bleiben die einzige Abwechslung.

Die Greuterwiesen zeichnen ein lithologisch sehr ähnliches Bild, lediglich eingeschichtete Pegmatite mengen sich bei. Östlich St. Maria in der Au haben die Gneise ein bewegtes, fließendes Gefüge mit schlieriger Trennung der hellen und dunklen Gemengteile.

Von Harnischflächen durchsetzte, meistens verquarzte, graue Paragneise weisen am Schwemmkegelansatz des Astenbaches und östlich von Lassach (an der Straße auf die Greuterwiesen) auf eine N-S streichende, steile Störung hin. Die zerscherten Gneise sind entweder steil gestellt und somit eingeregelt oder die älteren Strukturen wurden schräg abgeschnitten.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß mächtige Orthogneiszüge (Granitgneis und Amphibolit) im Goaschnigkopf, Gneise mit migmatischer Tendenz im Mölltalwesthang, mineralreiche Glimmerschiefer und wenige Kalksilikatgneise das lithologische Erscheinungsbild der Serie erweitert haben. Der kräftigen Metablastese entspricht die beginnende Migmatisation in Gesteinen mit dafür günstiger Zusammensetzung. Die von E. VOHRZYKA (Verh. Geol. B.-A., 1959) beschriebene „Antiklinale“ im Kolmitzentale konnte auskartiert werden.

Abschließend noch einige Bemerkungen zur quartären Entwicklung. Das große Kar um die Zlonigalm gliedert sich in drei Stufen. In den beiden Hochkaren nordöstlich und westlich der Hochnase, als auch in der mittleren Karstufe südlich vom Kolmköpf, weisen mehrere Endmoränenwälle auf lokale Vergletscherung hin. In der mittleren Stufe vereinigten sich größere Gletscherströme aus den Hochkaren nordwestlich der Hochnase, wobei eine schlüsselförmige Eintiefung entstand. Über eine Steilstufe floß der Gletscher in den untersten Teil des Kares und schürfte westlich der Zlonigalmhütten ein weiteres kleines Becken aus. Obwohl von Schwemmfächern teilweise aufgefüllt, bildeten sich zwei Vermoorungen in beiden Vertiefungen. Im übersteilten Grollerkopfnordosthang entwickelte sich eine Rutschmasse, die nahezu den gesamten Hang umfaßt.

Schluchtartig hat sich der Melenbach in den Westhang des glazial übertieften Mölltales eingesenkt. Ein Bergsturz überstreut südlich von Mörttschach glaziale Sedimente. Westlich vom Goaschnig sind hinter seiner Abrißnische bis zu zehn Meter breite Mulden mit tiefreichenden Zerrspalten entwickelt. Die übersteilten Talflanken sind also noch nicht zur Ruhe gekommen. Die Greuterwiesen bauen sich als riesige Rutschmasse ins Tal vor, wobei sich unterhalb der aufgelockerten Stirn Schutt- und Blockhalden bilden.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
im Zentralgneis
und in der Schieferhülle der Goldberggruppe
auf Blatt 180 Winklern**

Von ALEXANDER ZADOW
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Die diesjährigen Geländeaufnahmen schlossen an die im Jahre 1988 (HEINISCH & ZADOW, 1989) und 1989 (FISCHER in: HEINISCH & ZADOW, 1990) kartierten Gebiete an. Es konnte damit der Zwickel zwischen Sandfeldkopf, Saustellscharte, Kometerhütte und Roter Wand an der Nordgrenze des Kartenblattes geschlossen werden. Zusammen mit den Arbeiten der letzten beiden Jahre ist jetzt ein durchgehendes Profil vom Ostalpinen Altkristallin (Sadnig) über die Matreier Zone (Makernispitz) und Schieferhülle der Glocknerdecke (Rote Wand und Sandfeldkopf) bis hin zum Zentralgneis des Sonnblick-Kerns (NW' Bogenitzenscharte und N' Sandfeldkopf) fertiggestellt.

**Zentralgneis des Sonnblick-Kerns
samt parautochthoner Umhüllung**

Die tektonisch tiefste Einheit des Gebietes stellen die lithologisch relativ monotonen Augengneise des Sonnblick-Kerns dar. Die Kalifeldspat-Augen (meist Mikroklin) können bis zu 3 cm groß werden und zeigen oft asymmetrische Rekristallisationshöfe (σ -Klasten), die für eine spätere kinematische Analyse des Profils herangezogen werden können. In diesen Gneis sind im oberen Bereich mehrere lang aushaltende aber nur m-mächtige Bänder von Amphibolit in Vergesellschaftung mit Biotit-Albit-Perlgneisen eingeschlossen.

In einzelnen Scherbahnen und generell gegen das Hangende zu wird der Augengneis feinkörniger und stärker geschiefert. An manchen Stellen (z.B. Saustellscharte) zeigt er eine retrograde Umwandlung zum Gneisphyllonit mit einem deutlich geringeren Anteil an Biotit. Ein etwa 10 m mächtiges Quarzit-Band innerhalb des Zentralgneises läßt sich vom Zirknitztal (FISCHER in: HEINISCH & ZADOW, 1990) durch den E-Hang des Sandfeldkopfs bis NNW' der Kometerhütte verfolgen, wo es sich in mehrere Bänder aufspaltet. Mit dem Quarzit sind Gneisphyllonite, Quarzitschiefer und quarzitischer Gneis vergesellschaftet. Aus dem Dünnschliffbefund und dem Übergang von Gneis über Gneisphyllonit zu Phengit-Quarzit wird klar, daß der Quarzit das Produkt einer intensiven Deformation mit anschließender Rekristallisation innerhalb des Zentralgneises ist.

Am EW-Grat von der Saustellscharte zum Saukopf folgen im Hangenden des verschieden stark zerschernten Zentralgneises ab etwa 2.640 m/NN die Schiefer des alten Dachs. Als langgestreckt linsige, stellenweise auch länger aushaltende Lagen findet man:

- Albitglimmerschiefer
- Karbonatführende Glimmerschiefer
- Chloritoid-Porphyroblastenschiefer
- Albit-Porphyroblastenschiefer
- Chloritschiefer
- Quarzitischer Glimmerschiefer
- Granat-Biotit-Gneis
- Quarzit in dünnen Bändern
- Granatführenden Schwarzschiefer mit Albitblasten

Das Auftreten von Zentralgneis innerhalb der Dachgesteine NW' des Saukopfs wird durch tektonische Verschuppung und Hebung an zwei sich kreuzenden Störungssystemen erklärt. Da um den Saukopf fast alle oben aufgeführten Gesteine des alten Dachs vorkommen, muß diese Region zur Auflagerung und nicht wie bei EXNER (1964) zum Zentralgneis selbst gestellt werden.

Schieferhülle der Glocknerdecke

Mit dem Einsetzen von granatführendem Schwarzphyllit im Hangenden der Dachgesteine beginnen überall im Kartiergebiet die Schiefer der Glocknerdecke. Eine randliche Verschuppung von Glimmerschiefer mit Schwarzphyllit ist häufig. Fast die gesamte Hochfläche SW' des Sandfeldkopfs wird von einer monotonen, mit etwa 30° nach SSW einfallenden Kalkglimmerschiefer-Serie eingenommen. 600 m W' der Bogenitzenscharte liegt innerhalb der Kalkglimmerschiefer eine ca. 8x20 m große Serpentinlinse mit randlichen Übergängen zu Talkschiefer. Eine entsprechende, nur 2 m mächtige Lage durchzieht den Steilhang S' des Sandfeldkopfs. Ebenfalls W' der Bogenitzenscharte befindet sich eine von Kalkglimmerschiefer umflossene Scholle von Dolomitbrekzie im Liegenden und Hangenden einer etwa 3 m mächtigen Kalkmarmor/Dolomitmarmor-Abfolge. Die Brekzien bestehen aus Dolomit-Komponenten verschiedener Größe (1–20 cm) und einer calcitisch-quarzitischen Matrix. Diese „Liasbrekzien“ (nach EXNER, 1964) findet man noch in mehreren kleineren Vorkommen auf der Hochfläche um die Bogenitzenscharte sowie als dm-mächtige Lage im Schwarzphyllit N' des Sandfeldkopfs. Auf Höhe 2.720 m/NN steckt 200 m NE' der Scharte die folgende Abfolge als 50x20 m große Linse diskordant in den Kalkglimmerschiefern:

- Dolomitmarmor
- Prasinit
- Dolomitbrekzie
- Albit-Chlorit-Porphyroblastenschiefer
- Aktinolithschiefer
- Dolomitbrekzie

Zwischen der Bogenitzenscharte und dem Hangfuß der roten Wand ist ein durchgehendes Profil mit folgender Lithologie aufgeschlossen:

- Schwarzphyllit
- Kalkglimmerschiefer
- Dolomitmarmor
- Granat- und turmalinführender Quarzitschiefer
- Heller quarzitischer Glimmerschiefer
- Glimmerquarzit
- Albit-Porphyroblastengneis (Trogereck Gneislamelle)
- Chlorit-Glimmerschiefer mit Chloritoidporphyroblasten

Die einzelnen Einheiten sind z.T. stark um NW–SE gerichtete, \pm horizontale Achsen isoklinal gefaltet. Diese Verfaltung prägt vermutlich auch den ganzen Schichtstapel, was durch eine mehrfache Wiederholung der oben aufgeführten Lithologien deutlich wird.

Eine 130° streichende, seigere Störung innerhalb des Quarzites trennt diese stark gefaltete Serie von der aufrecht liegenden Trias am Hangfuß der roten Wand ab. Auf Quarzit, Dolomitmarmor, Rauhwacke und Kalkmarmor folgt mit etwa 100 m Mächtigkeit die Modereck-Gneislamelle (hauptsächlich Mikroklin-Augengneis, s.u.), die ihrerseits wieder von einer synklinal gefalteten

Triasabfolge sowie von Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer überlagert wird.

Quartär

Flächenhafte Bedeckung mit Hangschutt weisen vor allem die Schieferhänge um die Bogenitzen, sowie Kessel und Hänge E' des Saukopfs auf. Bergzerreibungen und flächenhafte, gravitative Massenbewegungen sind am Grat zwischen Roter Wand und Sandfeldkopf häufig. Die nach NW in Richtung Zirknitz entwässernden Bäche bilden ausgeprägte Schutt- und Schwemmkegel. Weite Moränenböden finden sich in der gesamten Bogenitzen, im Hochtal zwischen Saustellscharte und Kometerhütte und N' der Krackköpfe. Deutlich ausgebildete Seiten- und Endmoränenwälle reichen bis etwa 2.640 m/NN.

Zum Problem der Gneislamellen

Eine letztlich nach wie vor ungeklärte Frage ist die Genese der Gneislamellen. Im untersuchten Gebiet treten zwei der in der Sonnblickgruppe beobachteten vier Gneislamellen auf:

- Togerecklamelle (Gneislamelle 3 sensu EXNER, 1964) Albit-Porphroblastengneis, Chlorit-Glimmerschiefer mit Chloritoidporphroblasten, quarzitischer Mikroklin-Albitgneis. Die Abfolge ist relativ inhomogen und stark mit Nebengestein (Schwarzphyllit) verfaltet und verschuppt.
- Moderecklamelle (Gneislamelle 4 sensu EXNER, 1964) Mikroklin-Augengneis in verschiedener Körnigkeit, Phengitgneis, K-feldspatführender Glimmerquarzit. Im Gegensatz zur Togerecklamelle ist diese Gneislamelle homogener aufgebaut und klar von der umgebenden Trias abzugrenzen.

Drei Deutungsmöglichkeiten stehen derzeit zur Auswahl:

- Metamorphe Porphyre und Keratophyre.
- Metamorphe Arkosen und Quarzsandsteine.
- Tektonische Abspaltungen des Zentralgneises.

Weder in den eigenen Proben noch in Proben des benachbarten Gebietes (FISCHER in: HEINISCH & ZADOW, 1990) wurden Reliktstrukturen gefunden, die auf einen ehemaligen Porphyr schließen lassen. Wenngleich man diese Möglichkeit nicht gänzlich ausschließen kann, wird zur Zeit das dritte Modell (tektonische Abspaltung vom obersten Zentralgneisbereich und auflagerndem Dachgestein) bevorzugt.

Das Vorhandensein sowohl von Albit-Blastengneis als auch von Mikroklingneis in der Togerecklamelle können Hinweise auf eine ehemalige Position dieser Folge in der Gegend des obersten Zentralgneises bzw. seiner alten Dachgesteine sein. Die Ähnlichkeit in der Lithologie und dem raschen Wechsel der Gesteinstypen zwischen der Togerecklamelle und den Dachgesteinen des Saukopfs ist auffällig.

Im Gegensatz dazu zeigen die Gneise der Moderecklamelle unter dem Mikroskop eine starke Ähnlichkeit zum Zentralgneis, so daß hier momentan die Deutung als abgehobelter Span des oberen Zentralgneisbereichs bevorzugt wird. Darauf deuten auch die postkristallin zerbrochenen K-Feldspäte, die als Mikroklin den ursprünglichen Perthit des Zentralgneises ersetzen. Phengit tritt hierbei an die Stelle des nur noch in Resten vorhandenen granitischen Biotits.

Diese Überlegungen sind jedoch zur Zeit noch mit Vorsicht zu genießen und müssen in Zukunft durch

weitere Dünnschliffvergleiche sowie vor allem durch tektono-stratigraphische und dynamische Untersuchungen und Modelle unterlegt werden.

Blatt Blatt 181 Obervellach

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der nördlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach

Von LEONORE HOKE
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Einleitung

Das Altkristallin der nördlichen Kreuzeckgruppe ist im Untersuchungsgebiet aus zwei WNW-streichenden Einheiten aufgebaut, die sich durch eine grundlegend verschiedene geologische Geschichte voneinander unterscheiden. Das zeigt sich in ihrer unterschiedlichen Gesteinszusammensetzung und in ihren verschiedenen geologischen Deformationsgeschichten. Absolute Altersdatierungen (K/Ar, Rb/Sr) an Mineralen und Gesamtgesteinen (Zusammenfassung siehe HOKE 1990), detaillierte petrographische und strukturgeologische Untersuchungen (HOKE, 1990), zeigen, daß die nördliche Einheit (Polinik-Einheit) von einer kretazischen Amphibolitfaziesmetamorphose, hingegen die daran im Süden anschließende Einheit (Strieden-Einheit) von einer variszischen Amphibolitfaziesmetamorphose gekennzeichnet sind. Getrennt werden die beiden Einheiten von der WNW-ESE-verlaufenden, steilstehenden Ragga-Teuchl-Störungszone, die in eine mehrere hundert Meter mächtigen Zone von Tektoniten, die die Basis der Strieden-Einheit bildet, übergeht. Texturen und Mineralparagenesen in diesen Tektoniten weisen auf eine niedrigere Grünschieferfaziesmetamorphose hin, die die variszischen Hochtemperaturparagenesen der Strieden-Einheit überprägt.

Im Folgenden werden die Lithologien der Polinik- und Strieden-Einheit und die sie prägenden Strukturelemente beschrieben.

Polinik-Einheit

Lithologischer Aufbau

Die Polinik-Einheit ist größtenteils aus einer monotonen Serie aus mittel- bis grobkörnigen quarz- und feldspatreichen Schiefen und Paragneisen aufgebaut (Polinikschiefer und -gneis). Sie zeigen eine gut ausgebildete Foliation, bedingt durch die parallele Lagerung der Muscovite und Biotite, die 40-60 % des Gesamtgesteines ausmachen, und durch eine Segregation in glimmer- und quarzfeldspatreiche Lagen. Diese Lagen sind mm bis dm stark und können im Aufschluß im Dezimeter- bis Meterbereich verfaltet und im Zentimeterbereich krenuliert sein. Granat ist häufig und in der Regel länglich geformt und in die Glimmerlagen eingeregelt. Im Aufschluß hat das Gestein eine meist rostigbraune Farbe, unverwittert ist es silbrig bis grau gefärbt, und kann einen etwas grünlichen Schimmer zeigen, der je nach Chloritgehalt des Gesteins variiert.

Innerhalb der Polinikschiefer wurden Metapelitschiefer ausgeschieden, die sich von den Polinikschiefern dadurch unterscheiden, daß sie Granat, Staurolit und Disthen enthalten und daher von aluminium-

reichen Sedimenten (Peliten) abzuleiten sind. Metapelite sind sehr selten, und auf die hangenden Teile der Polinik-Einheit im oberen Mörnigtal, im Bodenseegebiet, im Gebiet des Polinikgipfels und nördlich des Blösenbichlsees, beschränkt. Staurolithe und Disthene können bis zu 1 cm große Kristalle bilden. Thermodynamische Berechnungen an den die Metapelite kennzeichnenden Mineralparagenesen ergeben Metamorphosebedingungen von $620 \pm 60^\circ\text{C}$ und $6,25 \pm 1,25$ kbar (HOKE, 1990).

K/Ar Alter an Glimmern, die mit den Amphibolitfaziesmineralparagenesen der Metapelite im textuellen und chemischen Gleichgewicht stehen, ergeben einheitliche Werte von ca. 80 Ma. Sie werden als Abkühlalter von einer kretazischen prograden Amphibolitfaziesmetamorphose interpretiert.

Quarzitschiefer sind nur dort ausgeschieden worden, wo sie im Zehnermeterbereich auftreten, wie zum Beispiel in der Raggascharte und im oberen Raggatal. Es handelt sich in diesen Fällen um quarz- und hellglimmerreiche Schiefer, die mittel- bis grobkörnig sind, und oft Granat enthalten.

Granit- und Augengneise sind in den nördlicheren Teilen der Polinik-Einheit häufiger anzutreffen. Es handelt sich um leukokrate Granitgneise granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Sie zeigen einen metamorphen Lagenbau in glimmer- und quarzfeldspatreiche Lagen und sind fein- bis mittelkörnig. In den unteren Teilen des Großhalsgrabens sind Granitgneise gut aufgeschlossen und zeigen diskordante Kontakte mit den umgebenden Glimmerschiefern. Auch findet man große lose Gesteinstrümmen von grobkörnigem Kalifeldspat-Augengneis im Bachschotter des unteren Großhalsgrabens. Im Aufschluß konnten diese Biotitaugengneise allerdings nicht angetroffen werden, was teilweise der Unzugänglichkeit der Steilabfälle des östlichen Raggabachtales zuzuschreiben ist.

Amphibolite sind selten. Sie bilden meter- bis zehnermetermächtige linsenförmige Körper und Lagen die in Metapelite, Polinikschiefer und Gneise konkordant eingeschaltet sind. Fast alle Amphibolite enthalten Granat und retrograd überprägten Pyroxen und lassen sich von Eklogiten ableiten. Amphibolitlinsen, die entlang des östlichen Felsfußes der Mörnigköpfe aufgeschlossen sind, zeichnen sich durch die Gleichgewichtsparagenese Granat – Klinopyroxen – Amphibol – Quarz – Rutil aus. Detaillierte petrographische Untersuchungen und thermodynamische Berechnungen ergeben Drucke, die 11 kbar überschreiten und Temperaturen die $600 \pm 50^\circ\text{C}$ ergeben (HOKE, 1987). Die Eklogit-amphibolitlinsen der Raggascharte und des oberen Raggatales zeigen eine charakteristische Zonierung mit Kernen, die reich sind an Granat, Omphazit, Quarz und Rutil; Randzonen hingegen sind amphibolitfaziell überprägt, mit nach außen zunehmendem Amphibol-, Biotit- und Plagioklasgehalt.

Absolute Alter der Eklogit Hochdruckmetamorphoseparagenesen fehlen noch.

Pegmatite sind als größere Linsen (mehrere Zehnermeter mächtig) oder geringmächtige Lagen in Polinikschiefer und Metapelitschiefer eingeschaltet. Kleinere Körper zeigen eine den umgebenden Schieferr parallele Foliation, die durch die Einregelung der Hellglimmer und Streckung der Feldspäte und Quarze bedingt ist. Größere Körper, wie zum Beispiel der Pegma-

tit nördlich des Bodensees, zeigen nur im randlichen Bereich eine Foliation, hingegen im Inneren ist das ursprüngliche grobkristalline Gefüge mit bis zu 5 cm großen Muskovittafeln noch gut erhalten.

Rb/Sr Isotopenuntersuchungen (CLIFF, siehe HOKE 1990) an den undeformierten Kernteilen des Pegmatitganges nördlich des Bodensees ergeben ein Alter von 254 Ma.

Deformationsphasen in der Polinik-Einheit

In der Polinik-Einheit können 4 regionale Deformationsphasen unterschieden werden.

Die ältesten im Meterbereich ausgebildeten Falten, F_2 , deformieren eine Foliation S_1 , die durch eine Metamorphosegregation in glimmer- und quarzfeldspatreiche Lagen gekennzeichnet ist. Die F_2 -Falten bilden „M“ oder „Z“-förmige, spitzwinkelige bis isoklinale cm-große Strukturen mit Achsen, die mit $10\text{--}30^\circ$ nach SW einfallen. Faltenschaniere sind am besten in quarzfeldspatreichen Lagen erhalten; hingegen in glimmerreichen Lagen ist die S_1 -Foliation in eine S_2 -Foliation transponiert, die zu den F_2 -Faltenachsebenen parallel ist.

In den Metapeliten überwachsen die kretazischen Amphibolitfaziesmineralparagenesen, wie Granat, Staurolith, Disthen, Plagioklas und Muscovit, die S_2 -Foliation.

Die F_2 -Falten sind co-achsial von D_3 -Falten deformiert, was besonders gut in den Südabhängigen des Polinik zuerkennen ist. Die S_2 -Foliation der Glimmerschiefer ist während dieser Deformation im cm-Bereich krenuliert worden. D_3 -Falten sind die am häufigsten anzutreffenden Falten. Sie sind im Meter- bis Hundertermeterbereich ausgebildet, zeichnen sich durch gerade Faltenschenkel und gerundete Faltennasen aus und haben einen Öffnungswinkel von $70\text{--}130^\circ$. Ihre Achsen sind subhorizontal, W–E-verlaufend. Die Asymmetrie der F_3 -Falten, ist nach Westen blickend entlang der Südabhänge des Polinik und im Polinikgipfelgebiet „S“-förmig, im oberen Mörnigtal und Bodenseegebiet „M“-förmig und in den Nordabhängigen nördlich des Bodensees „Z“-förmig. Das läßt auf einen Großfaltenbau im km-Bereich schließen, mit einer sich im Süden schließenden Liegendfalte (HOKE, 1990).

Die D_4 -Deformation ist durch aufrechte, offene 10 m–km große Falten charakterisiert, mit W–O-verlaufenden Faltenachsen. Sie sind am deutlichsten im Bodenseegebiet ausgebildet.

Die strukturelle Einordnung der Eklogitamphibolitlinsen ist problematisch, da sie sich als kompetente Körper innerhalb der inkompetenten Schiefer verhalten. Strukturelemente in den Schieferr können nicht in die Eklogitkörper weiterverfolgt werden. Während der kretazischen Amphibolitfaziesmetamorphose sind die Eklogite stark überprägt worden, und Mineralphasen wie Plagioklas und Biotit bilden oft Blasten, die die Eklogitränder überwachsen. Jedoch kann man auch eine Einregelung dieser Umwandlungsparagenesen parallel zur umgebenden S_2 -Schieferung beobachten und eine D_3 Krenulation in biotitreichen Zonen.

Der mit 254 Ma datierte Pegmatit nördlich des Bodensees ist randlich verschiefert und diese Schieferung ist verfaltet. Eine strukturelle Korrelation mit den umgebenden Schieferr ist hier eindeutig: die randliche Pegmatitverschieferung ist mit S_2 gleichzusetzen und die Verfaltung mit F_3 . Die D_2 -Deformation ist daher jünger als 254 Ma Jahre.

Strieden-Einheit

Lithologischer Aufbau

Die Strieden-Einheit besteht im liegenden nördlichen Teil aus einer bunten Serie, reich an Augengneisen, Marmoren, Pegmatiten und Amphiboliten, die in Metapelitschiefer eingeschlossen sind. Im Hangenden geht diese Serie in Metapelitschiefer über mit vereinzelt eingeschalteten Amphibolit- und Marmorzügen. Metapelite und Marmore lassen eine zunehmende Metamorphose von Norden nach Süden erkennen, mit Granat-Biotit-Muscovit-Chlorit-Schiefern und tremolitführenden Marmorlagen der oberen Grünschieferfazies im Süden zu Sillimanit-Biotit-Schiefern und diopsidführenden Marmoren der oberen Amphibolitfazies im Norden. K/Ar- und Rb/Sr-Alter werden als Abkühlalter von einer variszischen prograden Metamorphose interpretiert (HOKE, 1990).

Die Strieden-Einheit ist entlang ihrer Basis, dort wo sie im Kontakt mit der Polinik-Einheit ist, stark tektonisiert. Marmore, Augengneise, Amphibolite und Pegmatite liegen als fein- bis mittelkörnige Mylonite vor. Diese Mylonite zeichnen sich durch plastisch deformierte Quarze aus. Mineralblasten, wie Amphibole, Turmaline und Feldspäte zeigen eine spröde Deformation und definieren eine Streckungslineation, die nicht nur mikroskopisch, sondern auch im Aufschluß deutlich zu erkennen ist. Texturen und Mineralparagenesen dieser Mylonite weisen auf eine niedrigere Grünschieferfazies-metamorphose hin, die die variszische Hochtemperaturmetamorphose überprägt. Im Norden sind die Mylonite entlang der subvertikalen WNW-verlaufenden Ragga-Teuchl-Störungzone von einer spröden Deformation überarbeitet; Zerrüttungszonen, Knickfalten, Brüche und das Auftreten von Pseudotachyliten sind typisch. Lamprophyrgänge, bis zu mehreren Meter mächtig mit N-S- bis NNW-SSE-Orientierung, intrudieren die Gesteinsfolgen und auch die Mylonite der Strieden-Einheit. Sie zeigen bis auf Bruchtektonik keine Deformation. Sie werden abrupt von der Teuch-Ragga-Störungzone abgeschnitten. Ihr Vorkommen ist nur auf die Strieden-Einheit beschränkt. Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter deuten auf ein tertiäres Alter von ca. 30–40 Ma (DEUTSCH, 1984) dieser Ganggesteine hin.

Amphibolitlagen sind bis zu 50 m mächtig, dunkelgrün gefärbt und konkordant in die umgebenden Glimmerschiefer eingeschaltet. Sie sind größtenteils monomineralisch aus Hornblende aufgebaut, untergeordnet kommen Plagioklas, Quarz, Klinozoisit, Epidot, Chlorit und Kalzit vor. Ein hell-dunkle Bänderung in plagioklas- und hornblendereiche Lagen kann gelegentlich beobachtet werden. Im Amphibolit/Schiefer-Kontaktbereich sind die Amphibolite biotitreich. Die Amphibolite enthalten in der Regel keinen Granat und Pyroxen, wodurch sie sich von den Amphiboliten der Polinik-Einheit unterscheiden.

Hellgefärbte Marmorzüge bilden in den liegenden nördlichen Teilen der Strieden-Einheit wichtige Leithorizonte, die über mehrere km hin verfolgt werden können. Im Osthang des Möllkopfes sind sie mit Amphiboliten und Schiefen intensiv verfaltet. Die Marmore sind aus weißen Kalzit- und mehr witterungsbeständigen, gelblichen und körnigen Dolomitlagen aufgebaut. Weiters kann auch eine Anreicherung von Amphibol, Hellglimmer, Quarz, Plagioklas und Oxidmineralen in Lagen eine Farbbänderung in den Marmoren verursachen. Östlich des Möllkopfes sind die Marmore im Kontakt-

bereich mit den Amphiboliten diopsidführend. In der Polinikalm sind sie vererzt (hämatitführend).

Pegmatite sind im liegenden nördlichen Teil der Strieden-Einheit sehr häufig. Hier intrudieren sie sillimanit- und biotitreiche Metapelite. Vom Süden nach Norden kann ein kontinuierlicher Übergang von undeformierten grobkristallinen zu feinkörnigen mm-gebänderten Ultramyloniten beobachtet werden. Die undeformierten Mylonite bilden unregelmäßige, längliche Körper, die metermächtig bis mehrere 100 m mächtig sind. Sie sind diskordant in die Schiefer eingelagert; Intrusivkontakte mit dem Nebengestein sind gut erhalten. Vom Mineralbestand her sind sie feldspatreich (Albit dominiert über Alkalifeldspäte) mit turmalin- und muscovitreichen Zonen im Kontaktbereich mit den Glimmerschiefern. Granat (Spessartin), Andalusit und Sillimanit kommen untergeordnet vor. Die deformierten Pegmatite zeichnen sich durch einen Lagenbau aus, der dem Gestein ein zebraartiges Aussehen verleihen kann. Die Lagen sind aus geschwänzten Feldspatäugen, Glimmerfischen, plastisch deformiertem Quarz und Turmalin aufgebaut. Die einzelnen Minerale sind in Lagen angereichert und parallel zueinander gestreckt (Streckungslineation). Diese mylonitische Streckungslineation kann im cm- bis m-Bereich verfaltet sein.

An der Basis der Strieden-Einheit bildet ein metamorph überprägter granitisch bis granodioritischer Augengneis einen über 12 km hin zu verfolgenden Zug, parallel zur Foliation der Metapelitschiefer. Intrusivkontakte mit dem Nebengestein sind nicht mehr zu erkennen. Die Augengneise zeichnen sich durch eine Foliation aus, in felspataugenreiche und glimmerreiche Lagen. Diese Foliation kann intensivst verfaltet sein, was besonders gut im Kehlluckerlkopfgebiet zu beobachten ist. Im Latschalmgebiet sind die Augengneise teilweise in Mylonite umgewandelt. Es dominieren muscovitreiche Augengneise; biotitreiche Augengneise kommen nördlich des Poliniksees und südlich des Möllkopfes vor.

Die Metapelite der Strieden-Einheit lassen eine Metamorphosezonierung von einer Oberen Grünschieferfazies bis zu einer Oberen Amphibolitfazies erkennen. Die Verteilung von Sillimanit (kommt hauptsächlich als Fibrolit vor) und bis zu 10 cm großen Andalusit- und cm-langen Staurolithkristallen erlaubt die Festlegung von Isogradflächen im Gelände. Sie fallen einheitlich mit 0–20° nach S–SE ein; eine Steilstellung und Deformierung erfolgt nur entlang von Störungszonen.

Die Mineralzusammensetzung der Metapelite der Strieden-Einheit erlaubt eine Unterteilung in vier Sub-Metamorphosezonen: von Süden nach Norden können die folgenden Mineralparagenesen unterschieden werden:

- Granat – Staurolit – Biotit – Muscovit – Quarz – Plagioklas
- Andalusit – Granat – Staurolit – Biotit – Muscovit – Quarz – Plagioklas
- Sillimanit – Staurolit – Granat – Biotit – Muscovit – Quarz – Plagioklas
- Sillimanit – Biotit – Quarz – Plagioklas – K-Feldspat

Die Metamorphosebedingungen für die sillimanitführenden Paragenesen sind mit $650 \pm 100^\circ\text{C}$ und 5.5 ± 1.5 kbar festgelegt worden (HOKE, 1990). K/Ar-Altersdatierungen an den Glimmern ergeben variszische Abkühlalter. Die Pegmatite, die besonders häufig in der Sillimanitzonen zu finden sind und deren primärer Mine-

ralbestand K-Feldspat – Plagioklas – Quarz – Sillimanit ist, sind auf Grund des Nichtvorhandenseins von Muscovit unter Drucken, die 3 kbar nicht überschreiten, intrudiert worden. Sie ergeben ca. 250 Ma Rb/Sr-Alter.

Lamprophyr-Ganggesteine: Sie sind auf die Strieden-Einheit beschränkt, wo sie 20 cm bis 5 m breite parallel NNW verlaufende Gänge bilden, die über km-weite Strecken verfolgt werden können. Sie sind feinkörnig, von brauner bis grauer Farbe und enthalten entweder Biotit- oder Amphibolphanokristalle. Sie können weiße bis rosa gefärbte mm-cm große Kalzit- und Plagioklas-Sphäroide enthalten. Sie sind von DEUTSCH (1984) mit 30–40 Ma datiert worden.

Deformationsphasen in der Strieden-Einheit

Die älteste Deformationsphase Ds_1 (s für Strieden-Einheit) ist als Mineralsegregation in den Schiefen, Amphiboliten und Marmoren ausgebildet (Ss_1); mikroskopisch ist Ss_1 an Ilmenit- und Graphiteinschlüssen in Granatkernen zu erkennen. Ss_1 ist isoklinal im Meterbereich verfaltet (Fs_2). Ss_1 ist teilweise in eine Ss_2 -Foliation, die parallel zu den Fs_2 Faltenachsebenen ist, transponiert. Während Ds_2 sind die Granate der Metapelite rotiert worden und es bildeten sich Quarzdruckschatten um die Granate, die in der Ss_2 -Foliation eingeregelt sind.

Die Ss_2 -Foliation und Fs_2 -Falten sind von Ds_3 -Strukturen deformiert. Fs_3 -Falten sind am besten im SW des Striedengipfels entwickelt. Sie bilden N-vergente, 1–100 m mächtige Faltenzüge. Einzelne Falten haben ca. 50° Öffnungswinkel und W–E- bis NW–SE-orientierte Faltenachsen, die mit 0–20° nach SE abtauchen. Fs_3 bildet cm-große Krenulationen. Mikroskopisch werden auch die Quarzdruckschatten der Granate krenuliert.

Die Ds_3 -Deformationsstrukturen werden von den oben beschriebenen variszischen prograden Mineralparagenesen überwachsen. Die Granate zeigen einschlußfreie Ränder, die die krenulierten Quarzdruckschatten überwachsen.

Ds_4 und Ds_5 überprägen die älteren Deformationsstrukturen und die variszischen Mineralparagenesen. Sie beschränken sich auf den liegenden, nördlichsten Teil der Strieden-Einheit, wo sie die Gesteine in Mylonite verwandelten. In diesem Teil zeigen alle Gesteine eine mylonitische Foliation Ss_4 und Streckungslineation Ls_4 , die in cm–m große Falten deformiert ist (Ds_5). Die Mylonitisierung nimmt allmählich von Süden nach Norden zu. Dieser Übergang ist am besten an den Pegmatiten zu beobachten. In den Metapeliten äußert sich dieser Übergang in einer Überprägung der Fs_3 -Falten, die mit zunehmenden Maße isoklinaler werden und deren Faltenachsen mehr und mehr parallel zur Mylonitstreckungslineation eingelenkt werden. Auch die Hochtemperaturmineralparagenesen werden deformiert, was sich in Rotationstexturen und einer Einreglung in die Foliation äußert.

Die Mylonite sind in W–E-verlaufende, aufrechte, leicht nach SE einfallende Falten deformiert (Ds_5). Entfernt man die Auswirkungen der Ds_5 -Deformation, erhält man die ursprüngliche subhorizontale Orientierung der Mylonitfoliation. Aus Mikrostrukturen kann man eine Überschiebung der hangenden südlicheren-Einheit über die liegende nördlichere-Einheit in Richtung NW ($300 \pm 40^\circ$) ableiten (HOKE, 1990).

Blatt 182 Spittal an der Drau

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen am Südostrand des Tauernfensters auf Blatt 182 Spittal an der Drau

Von REGINA ELSNER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die geologischen Aufnahmsarbeiten wurden im vergangenen Geländesommer in zwei Teilbereichen durchgeführt.

- 1) Es wurden die Stoder-Nordwand (soweit zugänglich), das Schwalbenfeld, Serzenmoos, die Zlattingalm, der Maißbach und die Nordflanken des Radlbaches ab der Brücke 1003 m bis ca. 300 m nordwestlich der Forststraßenabzweigung Maißbach aufgenommen. In diesem Bereich standen Gesteine der Habach-Serie, des Alten Daches und der Zentralgneise an.
- 2) Weiterhin wurde im Süden der Kolmrücken begangen. Aufgenommen wurden dort Bündner Schiefer und ostalpines Kristallin.

Nach eingehendem Studium der Literatur und Vergleichsbegehungen in den mittleren Hohen Tauern übertrage ich die von FRASL (1958) aufgestellte Nomenklatur auf die östlichen Hohen Tauern. Dies erleichtert wesentlich den Vergleich der geologischen Einheiten innerhalb des Tauernfensters und unterstützt damit die strukturelle Interpretation. Es liegt damit folgende grobe Gliederung vom Liegenden zum Hangenden vor:

- Zentralgneise: Granite, Granodiorite und verwandte Gesteine.
- Altkristallin des Penninikums: gebänderte Gneise und Migmatite.
- Habach-Serie: Amphibolite, Metagabbros u.ä. und saure Metavulkanite.
- Wustkogel-Serie: Albitblastengneise und Quarzite.
- Karbonatische Trias: Dolomite oder Marmore, gering mächtig oder fehlend.
- Bündner Schiefer: Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmore etc. und damit vergesellschaftet Grüngesteinszüge.

Zentralgneise

konnten im Schwalbenfeld und im Serzenmoos gefunden werden. Zwischen diesen Zentralgneisen sind Bändergneise und Amphibolite eingelagert (= eingefaltet). Sowohl im Schwalbenfeld (2300 m, 300 m westlich des Stodergipfels), als auch im Hochkar oberhalb der Zlattingalm (2070 m, ca. 1,1 km SSW der Zlattingalm) konnten Intrusionskontakte der Zentralgneise mit den Migmatiten und Amphiboliten der überlagernden Serien gefunden werden. Eine deckentektonische Stapelung der Zentralgneise oder des Alten Daches und der Habach-Serie (nach EXNER: Storz- und Kareck-Serie) kann damit ausgeschlossen werden. In den Zentralgneisen an der Zlattingalm und an der Nordflanke des Radlbaches sind Quarzite und quarzitisches Gneise eingeschaltet. Inwieweit es sich dabei um quarzitisches Aplite oder eingefaltete Paraserien handelt, kann im Gelände nicht entschieden werden.

Altkristallin des Penninikums

Durch die bestehenden Intrusionskontakte zwischen den variszischen Graniten und den gebänderten Gnei-

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 184 Ebene Reichenau

Von WALTRAUD ANTONITSCH
(Auswärtige Mitarbeiterin)

sen ist die Benennung der Bändergneise (Migmatite) als Altkristallin des Penninikums gerechtfertigt. Die Abgrenzung des Altkristallins von der überlagernden Habach-Serie erfolgte mit dem Vorherrschen von mafischen und ultramafischen Gesteinen. Die hell-dunkel gebänderten Gneise lassen häufig eine isoklinale Faltung erkennen. Quarzitisches Lagen von Zehnermeter Mächtigkeit in den Gneisen sind keine Seltenheit. Metergroße Scherbänder (ca. 130/60) zerschneiden den Lagenbau. Asymmetrische Augengefüge, sc-Gefüge und ähnliches Gefügeinventar fehlen. Vielmehr herrschen symmetrische Gefüge und Spuren duktiler Dehnung vor.

Habach-Serie

Amphibolite, Hornblendite, Metagabbros etc. sind typische Kennzeichen der Habach-Serie im Bereich des Stoders. Dort wird auch ihre für das aufgenommene Gebiet größte Mächtigkeit von ca. 200 m erreicht. Geringmächtige Lagen aus Amphibolit können auch in den Migmatiten, Bänder- und Plagioklasgneisen des Altkristallins auftreten.

Wustkogel-Serie und karbonatische Trias

waren in keinem der diesjährig begangenen Gebiete vertreten.

Bündner Schiefer

Am Kolmrücken stehen Kalkglimmerschiefer und damit verzahnend Grüngesteine an. Entlang einer neu geschobenen Forststraße in den Wäldern an der Südwest-Flanke des Steinbrückenbaches konnten erstmals in diesem Bereich vermehrt weiße Kalkmarmore wechsellagernd mit den Kalkglimmerschiefer gefunden werden. Die Grüngesteine zeigen die enge Verzahnung mit den Bündner Schiefen wie sie für diesen Bereich üblich ist. Im Bereich des Kolmrückens streicht die Hauptschieferung W-E bis WNW-ESE.

Ostalpines Kristallin

Die Grenze Ostalpin/Penninikum befindet sich in den Wäldern des Kolmrückens ca. 500 m nordwestlich des Aussichtskreuzes 1127 m. Der Bereich ist markiert durch Sackungen und Vernässungszonen, die auf eine überwiegend kataklastische Deformation hinweisen.

Im zuerst genannten Arbeitsbereich ist in der Kammregion Neuschitzer Wiesen – Stoder – Gmeineck eine Vielzahl spröder NE-SW-gerichteter Bruchsysteme beobachtbar. Der Bewegungssinn deutet auf Absenkungen der Ostflanken hin. Ein weiteres Störungssystem verläuft \pm parallel zum Radlbach (WNW-ESE). Das Gefügeinventar kleinerer begleitender Störungen deutet auf eine Blattverschiebung mit Vertikalkomponente hin. Die Auswertung der spärlichen Bewegungsanzeiger (Mineralharnisch und Riedelbrüche) ergibt Hinweise auf eine Hebung der Südflanke.

Ein größerer rezenter Bergrutschbereich befindet sich in den Granitgneisen an der Radlbach-Südflanke. Der zentrale Bereich zwischen Maßbach und dem Bach, der nahezu an der Brücke 1028 m (Trebesinger Hütten) in die Radl mündet, zeigt deutliche Spuren von Hangbewegungen. Die Klüfte sind geöffnet und ein Großteil der Bäume ist abgestorben. Die Abrißnische der aktiven Setzung befindet sich in ca. 1480 m unterhalb der Zlattingalm.

Im Jahr 1990 wurde das Gebiet zwischen dem Kamm der Kruckenspitze, der Hochrindl-Straße, der Kasparhütte und der Surtmannhütte kartiert.

Die Gesteine dieses Gebietes werden der Stolzalpenteildecke des Gurktaler Deckensystems zugeordnet. Vom Liegenden zum Hangenden tritt bei flacher Lagerung eine Wechselfolge klastischer und vulkanogener Schichtglieder auf, die in das Altpaläozoikum gestellt werden. Folgende Schichtglieder wurden vom Liegenden zum Hangenden auskartiert. Im Liegenden kommen dunkle, stark deformierte Quarzphyllite vor, die teilweise von cm-dm dicken Quarzlagen durchzogen sind. Die Quarzlagen sind meist verfaltet oder boudiniert.

Überlagert werden die Quarzphyllite von schwachmetamorphen, vulkanogen gebildeten Eisenhutschiefern. In diesem Schichtglied dominieren grüne bis grünlich-graue Aschentuffe. Auf den Schieferungsflächen sind bis dm-große Chloritflatschen, sowie eine gut ausgebildete Lineation zu erkennen. Weiters lassen sich eine isoklinale und eine flache, offene Verfaltung unterscheiden. Untergeordnet kommen in dieser Serie 2–10 m mächtige, massige Laven und körnige Sills vor. Die Laven sind ein graugrünes Gestein, das bei tektonischer Beanspruchung spröde reagiert und keine Schieferung aufweist. In der feinkörnigen Lavamatrix sind Pyroxen- und Feldspateinsprenglinge zu erkennen. Bei den Sills handelt es sich um ein relativ grobkörniges, hell- bis dunkelgrünes Gestein. Die einzelnen Minerale schwimmen hier nicht in einer Grundmasse, sondern stützen sich gegenseitig.

Im Hangenden wird die Eisenhutschiefer-Serie wieder von einer klastischen Abfolge, die sich aus ineinander verzahnten Sandsteinen, Siltschiefern und Phylliten zusammensetzt, begrenzt. Bei den Sandsteinen treten stark glimmerführende Typen und fast reine Quarzsandsteine auf, die aber in der Karte nicht unterschieden wurden. Die Farbe der Siltschiefer ist dunkel- bis hellgrau. Sie treten einerseits feinblättrig, wobei sich die einzelnen Blätter aber nicht abblättern lassen, und andererseits auch hell und dunkel gebändert auf. In den gebänderten Siltschiefern lassen sich eine deutlich ausgebildete Isoklinalverfaltung und eine flache, offene Faltung, die auch in den feinblättrigen Siltschiefern zu sehen ist, unterscheiden. An drei Stellen innerhalb dieser Serie tritt in Form von Lesesteinen ein vermutlich tertiärer Porphyritgang auf.

Über der klastischen Serie tritt ein zweites vulkanogenes Schichtglied auf, das sich von der unteren Eisenhutschiefer-Serie durch seine feinkörnigere Ausbildung und der teilweise violetten Farbe unterscheidet. Vereinzelt kommt auch ein braungrauer Aschentuff vor, der eine wesentliche terrigene Komponente beinhaltet. Die Laven innerhalb dieser Serie treten einerseits in gleicher Ausbildung wie in der unteren Eisenhutschiefer-Serie auf, aber zeigen auch eine "mandelsteinarti-

ge“ Ausbildung, wobei 1–3 mm große Blasen, die auch verfüllt sein können, zu erkennen sind.

Zwischen Kruckenspitze und Eggenriegel findet sich ein tektonisch eingeschuppter Span, der im Liegenden und im Hangenden von dunklem Quarzphyllit begrenzt wird. Als tektonische Grenzen liegen zwei Überschiebungsbahnen vor, die aber aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nur vermutet werden konnten. Nach einer Lesesteinkartierung konnten ein hellgrauer Quarzit im Hangenden und ein stark deformiertes Konglomerat bzw. Brekzie und ein saurer Porphyrmaterialschiefer (Alpiner Verrucano?) im Liegenden innerhalb dieses eingeschuppten Spans ausgeschieden werden. Die Hauptminerale im Porphyrmaterialschiefer sind Quarz und Feldspat, die dann auch die weiße bis hellgraue Gesteinsfarbe ausmachen.

Entlang der Hoehrindl-Straße und an weiteren Stellen des kartierten Gebietes findet sich eine mehr oder weniger mächtige Moränenüberlagerung, in der Rollblöcke von karbonischen Quarzkonglomeraten besonders augenscheinlich sind.

Blatt 185 Straßburg

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 185 Straßburg

Von GEORG KLEINSCHMIDT, HANS-PETER BIALLAS,
BRUNO BRIGGMANN, BERT KLINGEL & MARTIN LENSER
(Auswärtige Mitarbeiter)

1990 konzentrierten sich die Aufnahmen auf Blatt Straßburg auf die Umgebung des Gurktales oberhalb von Weitensfeld. Vier Teilaufnahmen (Diplomkartierungen der Universität Frankfurt, Nr. 2–5) betrafen hier ausschließlich Gesteinseinheiten von sehr schwachem Metamorphosegrad. Sie erinnern zumindest teilweise stark an die Magdalensbergserie (KAHLER, 1953) und werden deshalb vorläufig der Stolzalpendecke (Klippe?) zugerechnet. Kartiergebiet Nr. 1 setzt die Aufnahmen im NE des Blattes fort. Hier liegen Gesteine wesentlich tieferer Stockwerke vor: diaphthoritische Altkristallin neben Einheiten der Murauer Teildecke markiert den Grenzbereich von Mittel- und Oberostalpin (Basis der Gurtaler Decke).

Teilaufnahmsgebiete (von N nach S und W nach E):

- 1) Winklern – Gruschitz (G. KLEINSCHMIDT)
- 2) Kalsberg – Albeck Obere Schattseite (H.-P. BIALLAS)
- 3) Brenitzberg – Zammelsberg (B. KLINGEL)
- 4) Reinsberg – Sadin (B. BRIGGMANN)
- 5) Weitensfeld – Wullroß (M. LENSER)

1) Winklern – Gruschitz (KLEINSCHMIDT)

Das Gebiet Winklern – Gruschitz wird vorwiegend aus mehrfach stark durchbewegten und retrograden, also diaphthoritischen Gesteinen aufgebaut. Dies ist stets im Dünnschliff, oft bereits im Gelände erkennbar, besonders gut in den Aufschlüssen zwischen Just und Weichboth und an der Kehre östlich Bödendorf. Vier Faltungsphasen ergibt bereits die Feldanalyse. Die letzte Deformation erfolgte unter relativ niedrigen Tem-

peraturen (Knickbänder!). Flache Bewegungsbahnen durchschneiden dieses Gefüge (südl. Weichboth) oder entwickeln sich aus der 4. Phase (ecc-Gefüge = 030/20 mit Transportlinear = 100/00, also Osttransport!). Eine Reihe von Gesteinstypen lassen sich in diesem Diaphthoresebereich unterscheiden:

Aus dem Raum Bödendorf/Unterflechl über Lady und Maier bis Hirtz läßt sich „diaphthoritischer Granatglimmerschiefer“ verfolgen. Ein zweiter Zug deutet sich von 350 m N Oberwinkler bis Just/Weichboth an. Das Gestein enthält keinen Biotit (mehr), dagegen Hellglimmer in mehreren Generationen, reliktschen Granat und viel postdeformativen Chlorit. Darin eingelagert ist unmittelbar SE Just ein weniger intern beanspruchter Amphibolitkörper. Im Hangenden der diaphthoritischen Granatglimmerschiefer erscheinen etwa zwischen Oberwinkler und Pommer hellglimmerreiche Phyllonite unklarer Abkunft (mittelostalpinen Altkristallin? Oberostalpin?). Die zwischengeschalteten „karbonatischen Grünschiefer“ (der „Biotit-Chloritschiefer-Serie“, vgl. Ber. f. 1989) von nördlich Bödendorf/Punkt 1146 südostwärts über Ober- und Unterwinkler sind eher der Gurktaler (Murauer) Decke zuzurechnen. Dies gilt wohl auch für „schwach graphitische Mylonite“ (ebenfalls zur „Biotit-Chloritschiefer-Serie“ früherer Berichte) von gut 100 m östlich Punkt 1146 südlich um Punkt 1223 herum ostwärts in Richtung Pommer/Just.

Die weit über das engere Aufnahmsgebiet hinaus verbreiteten „phyllitischen Glimmerschiefer mit kleinem Granat“ (vgl. frühere Ber.), hier von NW Punkt 1146 über Punkt 1223 gegen Weichboth ziehend, dürften vorwiegend prograd betonte, tiefste Anteile der Murauer Decke sein.

Die Grünschiefer knapp nördlich Pommer und ihre Nachbarschaft dürften ebenfalls der Gurktaler Decke angehören. Sie führen außer den typischen Grünschieferbestandteilen Epidot und Chlorit als einzige Gesteine im Bereich der Diaphthorese-Zone (noch) (grünen) Biotit.

Verbreitet ist Biotit dagegen im Liegenden: die „quarzitischen Biotit-Feldspat-Glimmerschiefer“ des Ratschachbachtals (zwischen Wirschl und Dremschnig) sind zwar noch diaphthoritisches oder kataklastisch beansprucht, aber eindeutig ins Altkristallin zu stellen. Darunter folgen als tiefste Einheit des Aufnahmsgebietes die Granatglimmerschiefer des Ratschachbachtals E Dremschnig.

Die allgemein flache Lagerung (prägendes „s“ im Mittel = 350/05) erleichtert zwar gelegentlich die Kartierung, schlechte Aufschlußverhältnisse (Hangschutthülle, Verwitterungsdecke) erschweren jedoch eine eindeutige Interpretation, besonders im Raum um Oberwinkler und Pommer. Daher kann die SE-Fortsetzung der WNW-ESE-verlaufenden, südwestabschiebenden Verwerfung vom Prekova-Paß her hier nur vage über Punkt 1146 gegen Wirschl hin vermutet werden.

2) Kalsberg – Albeck Obere Schattseite (BIALLAS)

Aufgenommen wurde vor allem der Grenzbereich zum Nachbarblatt 184 Ebene Reichenau von Deutschgriffen über den Hochkogel (1190 m) zur Engen Gurk.

Oberhalb 1000 m wird das Grundgebirge von präwürmzeitlichen Terrassenresten und vor allem quartärem Schutt verhüllt. Ein kleines Grünschieferorkommen ragt knapp 100 m östlich vom Hochkogel auf 1180 m Höhe daraus hervor. Die Hauptmenge der

Grünschiefer bilden nördlich und südlich der Gurk einen leicht nach W einfallenden, bis zu ca. 120 m mächtigen, teils unterbrochenen Zug etwa um die 900 m-Isohypse. Röntgenaufnahmen ergaben, daß die rostfarbenen gefalteten Bänder der Grünschiefer nicht, wie vermutet, aus Ankerit, sondern aus einem Chlorit-, Kalzit-, Albit- und Quarzgemisch bestehen. Westlich Hartis bilden „grobkörnige Grünschiefer“ mit maximal 20 m Mächtigkeit das nach E und W auskeilende Liegende des Grünschieferzuges. Darunter folgen Gesteine, die im Bericht für 1989 (1990) als Quarzit-, Chlorit- und Grünschieferfolge bezeichnet wurden, nunmehr der phyllitischen Tonschieferfolge zugeordnet werden. Phyllitische Tonschiefer bilden im Liegenden wie im Hangenden das Hauptgestein des gesamten Aufnahmegebietes (vgl. Bericht 1989).

An der Straßenböschung ca. 300 m E Frankenberg ist eine N-S-verlaufende Störung aufgeschlossen. An ihr stoßen eng verfaltete phyllitische Gesteine mit steilem „s“ (westlich der Störung) gegen Grünschiefer (östlich der Störung). Sie ist u.a. durch einen ca. 60 cm mächtigen, herausgewitterten Kakirit markiert. Am Kontakt zum Grünschiefer ist eine tektonische Brékie ausgebildet: zentimetergroße Phyllitbruchstücke schwimmen in einer feinen karbonatischen Matrix. In dem aufgelassenen Grünschiefersteinbruch 120 m oberhalb der Gurktalstraße (500 m NE Frankenberg) hat die Störung zur Bildung großer Harnischflächen im Grünschiefer geführt. Auf- und abschiebende sowie dextral verschiebende Bewegungen konnten erkannt werden. Vermutlich gehört diese auf ca. 1/2 km nachweisbare Störungszone zu einem System von N-S-verlaufenden Abschiebungen, wie 300 m W Haller (Nachweis auf 200 m Länge) und 400 m SW Hartis (Nachweis auf >400 m Länge).

3) Brenitzberg – Zammelsberg (KLINGEL)

Zwischen den Höhen des Brenitz- und Zammelsberges sind in der Umgebung von Altenmarkt und in der Ortslage Braunsberg weitflächig Reste von glazialen Schotterterrassen erhalten. Sie erstrecken sich ca. 40 m über dem heutigen Talboden der Gurk zwischen den Gehöften Pirkerhof und Gugler (im W), Pichler und Unterfressfelder (im S) und Kremegger (im N) nach Altenmarkt. Die würmeiszeitlichen Ablagerungen setzen sich fast ausschließlich aus Material der nächsten Umgebung zusammen. Stark untergeordnet sind helle, gneisartige Geschiebe. Einzelne erratische Blöcke liegen am Nordwesthang des Brenitzberges auf 880 m Seehöhe.

Das Grundgebirge wird ganz überwiegend von phyllitischen Gesteinen gebildet.

Sie bauen nördlich der Gurk den Rücken nordwestlich von Altenmarkt (mit der Höhe 949) und den Brenitzberg auf. Lediglich zwischen der Gurktalbundesstraße und St. Johann und 200 m nordöstlich Wernig treten kleine Grünschieferlinsen auf. Nordöstlich Kremegger sind dunkelgrüne tonschiefrige Phyllite aufgeschlossen, die in graue, quarzreichere übergehen. Östlich Aichhof und am Westhang des Brenitzberges fallen stärker deformierte Phyllitbereiche mit vermehrter Quarzmobilisatbildung auf. Östlich Kleinglödnitz treten stark geklüftete Phyllite mit sehr ebenen s-Flächen auf. Der Übergang zu Grünschiefern ist fließend und äußert sich in einer Grünfärbung durch Chlorit. Die beschrie-

benen Unterschiede der Phyllite ließen sich bis jetzt nicht kartierend verfolgen.

Auch südlich der Gurk wird der Hang zwischen Braunsberg und dem Ort Zammelsberg von phyllitischen Gesteinen aufgebaut. Sie werden im Ortsbereich Zammelsberg westlich des Höhenpunktes 1118 und um die Höhe 1113 von einem größeren Grünschieferzug überlagert. Die Grünschiefer sind eher massig bis schiefrig ausgebildet und von bis zu 2 mm dicken karbonatischen Bändchen durchzogen. Nördlich der Höhe 1113 schalten sich zwischen Grünschiefer und phyllitische Gesteine, etwa um die 1000 m-Isohypse auf 200 m nachweisbar, Eisendolomite ein. Sie lassen sich durch ihre braune Färbung und ihre deutliche metamorphe Foliation gut abtrennen. Wegen fehlender Aufschlüsse und kräftiger Hangschuttbedeckung ist die genaue Grenzziehung zu den liegenden Phylliten oberhalb Gugler – Pichler (Braunsberg) problematisch.

Die Lagerung der Phyllite ist im gesamten Aufnahmegebiet recht einheitlich, die prägende Schieferung fällt mit 20–40° nach W ein. Die Grünschiefer im Raum Zammelsberg fallen dagegen nach SW. Eine etwa 160° streichende Störung ist am nordwestlichen Ortsrand von Altenmarkt aufgeschlossen. Sie ließ sich weder genau einmessen noch weiterverfolgen.

4) Reinsberg – Sadin (BRIGGMANN)

Der Raum Reinsberg – Sadin – St. Andrä (nördlich Altenmarkt–Weitensfeld) wird überwiegend von phyllitischen Gesteinen, untergeordnet von verschiedenen Grünschieferarten aufgebaut. Für die Kartierung lassen sich die Phyllite in Phyllite s.s. und feldspatreiche Phyllite unterteilen. Letztere sind weniger plattig ausgebildet und glänzen auf den s-Flächen nicht. Sie kommen in mehreren Aufschlüssen nördlich Altenmarkt (zwischen Felder und Glanzer) als ca. 100 m lange linsige Einlagerungen vor. Als dritter Phyllittyp tritt selten und unregelmäßig verteilt Quarzphyllit auf, der sich jedoch bis jetzt nicht auskartieren ließ. Zwischen Phylliten und Grünschiefern vermitteln die Chloritphyllite. Nach dem Gefüge ähneln sie eher Phylliten, sind wegen des Chloritgehalts aber teils stark grün gefärbt. Sie sind im Gebiet westlich Felder, in Sadin und unmittelbar nördlich Weitensfeld verbreitet, meist in der Nachbarschaft von Grünschiefern. Die Grünschiefer unterscheiden sich von den Phylliten durch Farbe, massigeres Gefüge und größere Festigkeit. Die Grünschiefer sind mehr oder weniger von kalkigen, z.T. eisenschüssigen Lagen durchzogen. Ihr prägendes „s“ weicht fast stets von dem der umgebenden Phyllite deutlich ab. Sie lassen sich in einem ca. 200 m breiten Streifen zwischen Moser/Zauchner (Reinsberg) und Lassenberger (Sadin) quer durch das gesamte Gebiet verfolgen. Innerhalb des Phyllitgebietes Nassing – St. Andrä sind mehrfach grüne quarzitisches Gesteine aufgeschlossen, die als quarzitisches Grünschiefer kartiert wurden.

Glaziofluviale Gurkschotter verhüllen das Grundgebirge am Südrand des Aufnahmegebietes zwischen Altenmarkt, Weitensfeld und Aich. Die Schotter reichen ca. 1/2 km im Eisankgraben und ca. 1 km im Andrägraben nach Norden. Glazialablagerungen unbekannter stratigraphischer Zuordnung wurden jeweils ca. 300 m südlich Passegger, Leitner und Lassenberger in etwa 800 bis 950 m SH entdeckt. Es handelt sich um teilweise gekritzte Geschiebe aus Quarziten, Quarzbrekzien,

stärker metamorphen gneisartigen Gesteinen und hämatitreichen (Meta-)Vulkanitabkömmlingen.

Das prägende „s“ der phyllitischen Gesteine fällt vorwiegend nach W bis NW ein. Eine tektonische Analyse aller metamorphen Deformationsgefüge (s-c- und ecc-Gefüge, bis zu dreifache Schieferung, darunter Krenulationsschieferung, mehrere Faltengenerationen) steht noch aus. Als jüngstes tektonisches Ereignis hat Bruchtektonik das ganze Gebiet überprägt. Wegen der mäßigen Aufschlußverhältnisse ließ sich dies bis jetzt nur z.T. erfassen: 400 m NW Leitner tritt zweimal Kakirit auf. Die westliche Fortsetzung dieser E-W-Störung kann bis in den Raum Passeger vermutet werden.

5) Weitensfeld – Wullroß (LENSER)

Das Grundgebirge des Hanges südlich Weitensfeld (700 m SH) zum Wullroß (1087 m)/Höhe 1015 ist durch ausgedehnte Hangschutt- und Rutschmassen vor allem zwischen 780 und 900 m SH verhüllt. Um Weitensfeld kommen zum einen die jungen Talböden der Gurk hinzu, zum andern nehmen dort auch die spätglazialen Gurkterrassen weite Flächen ein (vgl. UCIK, 1987), in den Taleinschnitten SW und SE Granglitzhof und S Hardernitzen weit nach Süden gegen den Wullroßhang vordringend. Dennoch läßt sich erkennen, daß die Gesteine – sämtlich von sehr schwachem Metamorphosegrad – nach Süden (d.h. zugleich mit zunehmender Höhenlage) immer feinkörniger, d.h. geringer metamorph werden.

Die besten Aufschlüsse finden sich am Südufer der Gurk südlich Vöstl. Dort stehen auf ca. 200 m Länge süd- bis südwestfallende Quarzphyllite an. Sie sind reich an Exsudationsquarz, z.T. in Form von isoklinal verfalteten Quarzgängchen. Helle, weniger serizitische Lagen sind mit einer Mächtigkeiten bis zu 1 m durch einen hohen Karbonatgehalt charakterisiert. Auch in den dunkleren Gesteinsanteilen konnte jedoch Karbonat mikroskopisch als gängiger Bestandteil nachgewiesen werden. Typisch für das Gestein ist das Deformationsgefüge: kompetente Gesteinsanteile sind s-parallel boudiniert. Die Quarzphyllite lassen sich etwa 1 km hangaufwärts nach Süden nachweisen, sind hier aber stark verwittert. Ihr Karbonatgehalt ist weitgehend herausgelöst, das Gestein dadurch löchrig, außerdem durch Eisenoxide verfärbt. SE Hardernitzen treten Phyllitvarianten mit Magnetitführung und Feldspatreichtum hinzu; direkt S/SW Weitensfeld ist zum einen der quarzitischer Charakter ausgeprägt, zum andern eine Hell-Dunkel-Bänderung. Am südlichen (= oberen) Wullroß-/Zammelsberghang herrschen braungrüne Chloritphyllite vor. Am Grat Zammelsberg – Wullroß und knapp südlich davon (Kreuzwirt) stehen leicht grünliche tonschieferige Phyllite an. Sie könnten den „hellen Phylliten“ von BECK-MANNAGETTA (1959) entsprechen.

Fast alle Einheiten fallen nach Osten ein; lediglich die Aufschlüsse am Gurkufer zeigen steiles S- bis SW-Fallen. Nahe dem Westende dieser Aufschlußfolge entlang der Gurk ist Kataklastit aufgeschlossen. Diese postmetamorphe Bewegungszone ließ sich bis jetzt in ihrem Verlauf nicht weiter festlegen. Indikatoren (noch) jüngerer Bruchtektonik sind weit verbreitet: Kakiritzonen und Störungsflächen mit meist abschließendem Charakter wurden am Gurkufer und im Bereich des Höhengrates (E Zammelsberg) beobachtet. Dem NNW–SSE-verlaufenden Taleinschnitt SE Hardernitzen dürfte eine bedeutendere Verwerfung folgen. Dafür sprechen 20 cm

mächtige, parallele Störungszonen, deutliche Luftbildlineation und ein deutlicher petrographischer, mikroskopisch belegter Gegensatz der Phyllite auf beiden Talseiten.

Blatt 186 St. Veit an der Glan

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von THOMAS APPOLD
(Auswärtiger Mitarbeiter)

1990 wurden die Nachkartierungen im Gebiet westlich von Friesach zwischen dem Gurk- und Metnitztal fortgesetzt. Die bereits im Jahre 1959/60 fertiggestellte Dissertation von M. ZADORLAKY-STETTNER erwies sich dabei als sehr brauchbar, auch wenn vor allem das Quartär revidiert werden mußte.

In den südlichen Abschnitten zum Gurktal hin dominieren helle feinkörnige Muskovit-Glimmerschiefer. Diese überwiegend quarzitischer Gesteine führen nur selten Biotit oder Granat, Feldspat ist häufiger anzutreffen. Einzelne besonders quarzitischer Lagen im Übergang zu Quarziten lassen sich über größere Strecken durchverfolgen. Untergeordnet treten Lagen von dunklen Glimmerschiefern auf.

Nach Norden hin schließen sich mehrere Marmorzüge an, die wiederum dunkle Glimmerschiefer sowie Amphiboliteinschaltungen führen können. Bei den Marmoren handelt es sich meist um helle Typen, die stellenweise verstärkt Hellglimmer führen.

Nach Norden sind wiederum helle und dunkle Glimmerschiefer eingeschaltet. Im Übergangsbereich treten karbonatische Glimmerschiefer auf, die vor allem bei Pabenberg in sogenannte „Mürbquarzite“ übergehen, bei denen es sich um ehemals karbonatführende Quarzite handeln dürfte.

Südöstlich des Moschitzberges finden sich erneut stark quarzitischer helle Glimmerschiefer, in denen auskartierbare Quarzilinsen auftreten. Sie leiten (nordwestlich des Gehöftes Offner) zu den phyllitischen Glimmerschiefern über.

Die auftretenden Gesteinszüge streichen generell etwa E–W. Der ständige Wechsel von Glimmerschiefer und Marmoreinheiten deutet auf einen mehr oder weniger flachwelligen Faltenbau mit E–W-Achsen hin, wobei die auflagernden hellen Glimmerschiefer in den Marmor eingefaltet sind. Obwohl sichere Leitgesteine fehlen, können die hellen Glimmerschiefer vermutlich in die Kräupingserie, die Marmore samt dunklen Glimmerschiefern in die Plankogelserie gestellt werden. Hierauf deutet auch ein kleines Vorkommen von Plankogel-Glimmerschiefern am Nordosthang des Wildbachgrabens hin.

Die tief eingeschnittenen Täler zeigen einerseits – besonders im Bereich der Marmore – sehr steile Flanken, andererseits große Rutschungen und Fließerdebildungen, sowie im Bereich der Quarzite auch Blockströme. Die Höhenrücken zeichnen sich durch mächtige Verlehungen (Altquartär/Jungtertiär?) aus, die südlich von Dielach/Pabenberg auch gut gerundete Gerölle führen. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um eine, später möglicherweise nach Süden verstellte, alte Verwitterungsoberfläche.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
auf Blatt 186 St. Veit an der Glan**

Von HANS-UWE HEEDE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Ziel der kurzen Geländekampagne des Sommers 1990 bestand darin, die von ZADORLAKY-STETTNER (1961) im südlichen Bereich des Friesacher Halbfensters durchgeführten Kartierarbeiten zu ergänzen und die von ihm petrographisch beschriebenen lithologischen Einheiten der Glimmerschiefergruppe des Kristallins und der Schuppenzone (sensu MANBY & THIEDIG, 1988) dieses Gebietes gegebenenfalls tektono- bzw. lithostratigraphisch neu zuzuordnen. Dementsprechend wurden Begehungen im Raum zwischen St. Salvator (Metnitztal) und Straßburg (Gurktal) durchgeführt und ein Areal entlang des westlichen Randes des Blattes ÖK 186 (Zienitzen – Moschitzberg – Wildbachgraben bis Dobernig) neu aufgenommen.

Südwestlich von St. Salvator bildet ein breit in West-Ost-Richtung ausstreichender, überwiegend hellgrau gebänderter und mittel- bis grobkörniger Marmorkörper die Basis der im Metnitztal aufgeschlossenen Gesteinsserien aus, in den mit größtenteils kontinuierlichen Übergängen helle, grobkörnige und häufig quarzitisches Glimmerschiefer eingelagert sind. In diesem Niveau der Glimmerschiefergruppe lassen sich ferner geringmächtige Amphibolit- und Glimmerquarzit-Einschaltungen feststellen. Darüber lagern biotitreiche, überwiegend dunkle quarzitisches Glimmerschiefer mit wechselnden Granatgehalten, die stellenweise deutliche Chloritisierungserscheinungen aufweisen.

Westlich des Moschitzberges liegen den Gesteinen der Glimmerschiefergruppe phyllitische Glimmerschiefer der Schuppenzone auf, die ebenfalls generell West-Ost streichen. Ein flaches bis mittleres südliches Einfallen der über die Faltung häufig auftretender Quarzgänge als s_3 zu indizierenden prägenden Schieferungsflächen überwiegt. Die aufgeschlossenen phyllitischen Glimmerschiefer sind häufig chloritisch und/oder quarzitisches ausgebildet, der Granatgehalt variiert in starkem Maße. Südwestlich des Moschitzberges tritt ein deutlicher Feldspatgehalt hinzu. Neben vereinzelt und geringmächtigen Marmor- und Amphibolit-Einschaltungen sind besonders hellgraue bis hellgelbliche, feinkörnige (Mylonit-)Quarzit-Linsen zu erwähnen, die im Bereich des Friesacher Halbfensters sehr häufig den Grenzbereich zwischen Glimmerschiefergruppe und Schuppenzone markieren.

Die nördlich des Gurktales anstehenden Gesteine der Glimmerschiefergruppe zeigen eine etwas unterschiedliche Entwicklung. Südlich des Gehöfts Dobernig dominieren dunkle, überwiegend granatführende Glimmerschiefervarietäten, die nördlich von Dobernig von grobkörnigen, hellen und lagenweise stark feldspathaltigen Glimmerschiefern überlagert werden. Neben geringmächtigen Amphiboliteinschaltungen sind ein (vermutlich durch West-Ost-verlaufende Störungen begrenzter) Marmorkörper (mittel- bis grobkörnig, glimmerreich) und ein durch annähernd söhliche Lagerungsverhältnisse breit ausstreichender Quarzitag nordwestlich des Gehöfts Wildbacher zu erwähnen.

Weite Flächen des bearbeiteten Gebiets werden von Hangschuttmassen (insbesondere südwestlich des Moschitzberges mit zahlreichen Rutschungszonen) und/

oder von Lehmablagerungen bedeckt, wobei die Verlehungen besonders im Bereich von (?altquartären, jungtertiären) Verebnungsflächen größere Mächtigkeiten erreichen können. Südwestlich von St. Salvator lassen sich (ähnlich wie nördlich des Metnitztales) fluvioglaziale Eisrandbildungen nachweisen.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
in der Oberkreide und Trias
auf Blatt 186 St. Veit an der Glan**

Von SABINE WOLF
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die zwei im Oktober 1990 aufgenommenen Gebiete liegen zum einen SE Straganz und zum anderen E des Längsseen zwischen Rottenstein und Wolschart.

SE Straganz

Im Bereich einer glazialen Abflußrinne zwischen dem Gaminer Kreuz und der Ortschaft Straganz treten einzelne Aufschlüsse von norischem Hauptdolomit zutage. Die Verbreitung der Vorkommen ist durch quartäre Ablagerungen begrenzt. 500 m W des Gaminer Kreuzes und 300 m ENE des Gehöfts Tschagoster ist der Dolomit in zwei nicht mehr genutzten Steinbrüchen aufgeschlossen.

Der Dolomit hat eine hellgraue Farbe und ist teilweise stark geklüftet.

Zwischen Rottenstein und Wolschart

Der Höhenrücken des Stammerberges stellt eine N-S-verlaufende geologische Grabenstruktur dar, in der Oberkreidesedimente zwischen norischem Hauptdolomit infolge postoberkretazischer Bruchtektonik abgesunken sind. Diese Festgesteine sind gegen teilweise recht mächtige quartäre Lockersedimente abzugrenzen.

Im südlichen Teil des Kartiergebietes sind durch das generelle nördliche Einfallen der Oberkreidesedimente Anteile der Transgressionsbasis der Kreide auf den Hauptdolomit aufgeschlossen.

Die Sedimentation setzt mit einem zunächst unreifen Konglomerat aus ausschließlich Hauptdolomitmiklasten ein, das nach oben an Reife zunimmt.

Diese etwa 12 m mächtigen grobklastischen Sedimente werden überlagert von massigen Rudistschutt-Flachwasserkalksteinen mit einzelnen Dolomitklasten, die in drei isolierten Vorkommen aufgeschlossen sind. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 5 m.

Darüber im Gelände nördlich anschließend folgt eine Wechsellagerung aus Mergeln, klastischen Kalksteinen und kalkigen Sandsteinen teilweise mit gradierter Schichtung. Nördlich des Stammerberges treten zu dieser Wechsellagerung mächtige Schüttungen (über 10 m) grobklastischer Brekzien aus kretazischen Kalksteinklasten hinzu. Das Gestein ist in Form von mehreren Härtlingsrippen aufgeschlossen. Die Kalksteinklasten sind resedimentierte, lithifizierte Relikte einer abgetragenen kretazischen flachmarinen Karbonatplattform, die in Form von großen submarinen Schuttströmen in tiefere Meeresbereiche umgelagert wurden.

**Bericht 1990
über geologische Aufnahmen
auf Blatt 186 St. Veit an der Glan**

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In Ergänzung zu den Ergebnissen der Kartierungen des Eisrandes im Krappfeld (Kartierbericht 1989) konnte festgestellt werden, daß sich die Eiszunge von Rotenstein offensichtlich weit stärker entwickeln konnte. Sie hinterließ nicht nur die Moränenmaterialien südlich des Windischberges und am Rücken zum Gaselhof, sondern drang darüber hinaus auch in das Tal nördlich des Zoppelgupfes ein. Hier finden sich am Fuß des Nordhanges bis gegen Kote 582 m reichlich erratische Geschiebe (Verrucano, Gneis, Karbonate, Serpentine), die auch häufig Kritzung zeigen.

Als Spuren dieses kräftigen Gletscherarmes – in Verbindung auch mit dem bei Gösseling/Launsdorf – im Sinne eines großräumigen Rückstaus im Krappfeld könnten die Bänderschlufluffe bei Landbrücken angesehen werden, die kurzfristig durch den Straßenbau angeschnitten wurden. Es sind dies braungraue, teilweise sehr tonreiche Schluffe, die mit Fein- und Gorbänden wechsellagern. Die Schichtmächtigkeit der Schluffe schwankt innerhalb von 1–10 cm, wobei zum Hangenden die Sedimentation gröber wird, was sich in einem zunehmenden Gehalt an Feinsand in den Schluffen und der Häufigkeit sowie Mächtigkeit der Sandlagen dokumentiert, in denen sich häufig cm-große Konkretionen finden.

Wie entlang des Straßenabschnittes zu erkennen war, ist die Oberfläche dieser Ablagerung durch Erosion überformt, reicht aber in ihren höchsten Teilen bis ca. 5–6 m unterhalb der Oberfläche der Niederterrasse des Krappfeldes. Die Schluffe – nach Untersuchungen von Dr. I. DRAXLER – zeigen keinerlei Gehalt an Sporen, Pollen oder pflanzlichen Resten, was einerseits sicher auf eine hohe Sedimentationsgeschwindigkeit, andererseits aber auf geringe Vegetationsentwicklung im Umfeld des Krappfeldes während der Bildung hinweist. Verhältnisse, wie sie hier in dem eisfreien Raum zwischen Mur- und Draugletscher zum Hochglazial geherrscht hatten, was eine Einordnung der Bildung der Bändertone in diesen Zeitraum nahelegt.

Über die weitere Verbreitung dieser Schluffablagerungen im Krappfeld kann aus den natürlichen Aufschlüssen nichts gesagt werden, wobei auch keine Aussage möglich ist, ob ein Zusammenhang mit den feinkörnigen Ablagerungen im südlichen Teil herzustellen ist. Die feinerkörnigen Sedimente, die bei der Umfahrung Möbling aufgeschlossen waren, sind wesentlich älter, da sie eine fortgeschrittene Verwitterung aufweisen.

Im Hangenden der Schluffe lagern grobe, sandreiche Kiese, die stellenweise bis ca. 1 m³ große Driftblöcke (z. B. Straßenanschnitt Passering) enthalten. Sie zeigen typische Sedimentstrukturen rascher Sedimentation (braided river) eiszeitlicher Terrassen. So waren in dem Einschnitt bei Möbling lagenweise sehr grobe Kiese mit Sand aufgeschlossen, die viele schlecht gerundete, grobe Geschiebe von Phylliten und schwach metamorphen Tonschiefern führten. Diese waren schon kurz (ca. 6 Monate) nach der Aufschließung zerfroren und zerfallen, was neben dem geringen Widerstand gegen Abrieb auch auf eine geringe Verwitterungsresistenz

(veränderlich feste Gesteine) hinweist. Diese Geschiebe wurden aus dem Zungenbereich des Murgletschers bei Hirt/Pöckstein über ca. 4 km während Hochwässern in Suspension derartig schonend transportiert, daß sie diese Transportweite überstanden.

Abgeschlossen wird die Terrassenschüttung der Niederterrasse des Krappfeldes durch eine im Gletschervorfeld häufig zu beobachtende, 2–3 m mächtige Lage sehr grober Kiese (Ø 20–50 cm), die über annähernd die gesamte Fläche des höchsten Terrassenniveaus in allen Aufschlüssen zu beobachten ist.

Der niedrige, flache Hügel westlich Oberbruckendorf, der dieses Terrassenniveau knapp überragt, könnte als Rest einer Moränenbildung des Draugletschers angesehen werden, obschon jeglicher Aufschluß fehlt. Für eine derartige Annahme sprächen die häufig auftretenden großen Blöcke und Gerölle, und die deutliche Vertiefung südlich Dürnfeld, die als Toteisloch zu deuten sein wird. Beide Erscheinungen würden eine Mindestausdehnung der Gletscherzunge nördlich des Wolscharter Waldes anzeigen.

Die Gletscherzunge, die das Tal des Steierbaches zur Würmeiszeit erfüllte, hat so gut wie keine glazigenen Sedimente hinterlassen. Nur die kleine Eisrandterrasse nordwestlich des Sattels (Kote 1399), die einige erratische Geschiebe führt, zeigt an, daß sich hier das Eis am Höhenrücken Zeltschacher B.-Waldkogel bis in diese Höhe staute. Im Bachgraben nördlich St. Martin/Silberberg finden sich Grundmoränenablagerungen, die bis in die Höhe des WH Wieland reichen, wo sie in eine wallartige Anhäufung grober, erratischer Blöcke übergehen. Diese kann als eine Seitenmoräne in 1140 m oder als Rest eines Staukörpers angesehen werden, anzeigend, daß hier die Eishöhe schon stark abgenommen hatte. Weiter nach Süden sind außer einiger Erratika keine Spuren erhalten. Die Eiszunge dürfte aber nicht bis Hüttenberg gereicht haben. Die steile Gletscherzunge führte wahrscheinlich zu einer starken Erosion beider Flanken und zur Ausräumung des Talbodens. Nach dem Abschmelzen der Gletscherzunge kam es zu ausgedehnten, tief greifenden Massenbewegungen, die beide Flanken von Hüttenberg bis zum Hörfeld (Blatt 160 Neumarkt i. Steiermark) und bis zum Kamm erfaßten. Das Ausgreifen der Bewegungen wird teilweise von hohen, steilen Abrißnischen (Zosner Gupf, südl. Ritter), öfter aber auch nur von kleinen, stark gestaffelten Kanten markiert, die den Kämmen nördlich Waitschach über Schwarzkogel – Schwillerkogel bis Wildenstein der orographisch rechten und über Zedleitner – Zosner Kogel – St. Bartlmä – Wieland – Hinterberg der orographisch linken Talseite folgen. Die Hänge sind wieder in größere und kleinere Schollen zerlegt, die an internen Abrißkanten und -nischen zu erkennen sind. In Bereichen besonders aktiver Bewegungen am Hangfuß (Talzuschub) ist das Tal des Steierbaches bis auf schluchtartige Strecken mit höherem Gefälle (z. B. oberhalb des Kraftwerkes) eingeeengt, die wieder von flachen, teilweise versumpften Weitungen abgelöst werden. Die weitgehend verlandete Wasseroberfläche des Hörfeldes ist gleichfalls auf den Rückstau durch den Talzuschub zurückzuführen.

Diese Erscheinungen weisen ebenso wie die Frische der Formen im Bereich der Abrißnische auf aktive Bewegungen hin. Diese haben auch zu einer deutlichen Schiefstellung der Kirche von St. Martin am Silberberg geführt, was jüngst zu umfangreichen Sanierungs- und Restaurierungsarbeiten Anlaß gab.

Blatt 192 Feldbach

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen am Gleichenberger Kogel auf Blatt 192 Feldbach

Von VOLKER DÖHRN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Herbst 1990 wurden die geologischen Neuaufnahmen des Gleichenberger Kogel begonnen.

Das Arbeitsgebiet reicht von den Nordhängen des Gleichenberger Kogels beziehungsweise Bschaid Kogel bis zur Albrechtshöhe bei Gleichenberg im Süden. Ziel der Kartierung ist es, einzelne Lavaströme und Eruptivbrekzienhorizonte herauszuarbeiten, um etwaige Eruptionszyklen nachvollziehen zu können.

Der Klausenbruch, direkt an der Straße nach Bad Gleichenberg, veranschaulicht als einer der größten Aufschlüsse wahrscheinlich am besten die Fließrichtung der Laven und ihre Abfolge.

So einfach sich die Laven im Profil (Klausenbruch) gliedern lassen, so unterschiedlich und unregelmäßig scheinen sie lateral verbreitet zu sein. Generell scheinen die Laven über ein sehr steiles Paläorelief von NW nach SE geflossen zu sein. Vom Liegenden zum Hangenden ordnen sich verschieden gefärbte, trachyandeditische Laven an. Dazwischen schalten sich immer wieder Eruptivbrekzien unterschiedlicher Mächtigkeit ein. Gegen das Hangende scheint der trachytische Einfluß immer mehr zuzunehmen. So finden sich am Plateau des Gleichenberger Kogels stark rot gefärbte Gesteine mit zum Teil riesigen Sanidineinsprenglingen. Die Tatsache, daß diese Gesteine nur noch am Südhang des Gleichenberger Kogels und in dieser charakteristischen Ausbildung im Kartiergebiet sonst nicht mehr zu finden sind, schließt die Möglichkeit einer eigenen Quellkuppe am Gleichenberger Kogel nicht aus.

In einer Schlucht nördlich des Kurhauses tauchen die Laven unter verschiedenste basaltische Tuffe ab. Diese Basalttuffe und tuffitischen Maarsedimente (nach KOLLMANN, 1965) bauen die Albrechtshöhe auf. Weiter nördlich werden die Laven von jungtertiären Feinklastika überdeckt.

Im Schaufelgraben wölbt sich der Quarztrachyt als Quellkuppe auf. Dieses weiße Gestein ist durch seinen hohen Gehalt an Quarz-, Kalifeldspat- und Biotiteinsprenglingen charakterisiert.

Am Südhang des Bschaid Kogels liegt eine kleine Schotterterrasse. Der Norden des Gebietes ist generell schlecht aufgeschlossen, nicht zuletzt durch die Alunitisierung der Trachyte, die eine tiefgründige Verwitterung hervorruft. Die Abfolge aus dem Klausenbruch läßt sich daher nach Norden schlecht weiterverfolgen. Die starken Umwandlungen lassen oft keine eindeutige Gesteinsansprache zu.

Generell gilt: Die Laven des Gleichenberger Kogels sind nicht einheitlich, zeigen unterschiedliche Fließbedingungen und sind oft auf sehr kleinen Raum begrenzt.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen des Gebietes um St. Anna am Aigen auf Blatt 192 Feldbach

Von MARTIN EISNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Gebiet um St. Anna am Aigen wurde im Maßstab 1 : 5.000 kartiert. Das zuletzt von WINKLER-HERMADEN aufgenommene Gebiet beinhaltet Gesteinsvorkommen von paläozoischen Phylliten, Sedimenten des Sarmats und Vorkommen des Holozäns. Aufgrund z.T. mangelnder Aufschlußverhältnisse, tiefgreifender Verwitterung, anthropogenen Veränderungen und z.T. auch üppiger Vegetation sind lithologische Grenzen oft nicht genau festzulegen bzw. nur durch Lesesteinfunde durchzuführen.

In diesem Gebiet werden vier kartierbare lithostratigraphische Einheiten unterschieden. Weitere Untergliederungen sind lokal möglich.

Die erste Einheit bildet gleichzeitig die liegendste des Kartiergebietes. Es handelt sich um schwarze Phyllite, die im Bereich des Türkengrabens dem paläozoischen Aufbruch von St. Anna am Aigen zugewiesen werden. Ein 1–1,5 Meter mächtiger Verwitterungsbeil leitete zur Neogenfolge über. Dieser Hangendanteil ist aufgelockert und von dunkelgrauer-schwarzer Farbe. Er beinhaltet weiße, vertikal lagernde Äderchen, die zu den Phylliten hin häufiger werden.

Die direkt darüberliegenden Sedimente mit fining upwards-Sequenzen werden bereits dem unteren Sarmat zugeordnet.

Die zweite zu unterscheidende Einheit findet man bei Klapping. Sie wird von Kalken gebildet, die dem oberen Badenium (?) bzw. unteren Sarmatium zuzuordnen sind. Bryozoenrasen kennzeichnen diese in der Literatur als Serpulakalke bezeichnete Folge. Sie sind im Liegenden massig ausgebildet und werden ins Hangende hin knollenartig und mergelig mit Einschlüssen von Pflanzenresten. Eine karbonatfazielle Untersuchung zusammen mit den auftretenden Fossilien wurde noch nicht durchgeführt.

Die darauffolgende dritte Einheit wird vorwiegend von einer wahrscheinlich dem unteren (bis mittleren) Sarmatium zuzuordnenden feinklastischen Abfolge gebildet. Im Liegendbereich dieser Einheit treten Einschaltungen von kiesigen Lagen auf, die vor allem im Bereich ESE Aigen auftreten. Ob sie einen Teil des Horizontes darstellen, der laut WINKLER-HERMADEN (1925) das Unter- und Mittelsarmatium trennen soll, konnte nicht herausgefunden werden, da eine laterale Verfolgung der quarzföhrnden Lage im Kartiergebiet nicht möglich ist. Die Quarzkomponenten können Durchmesser von 5–10 cm erreichen. Diese Kieslagen bilden eine Wechselabfolge mit Feinsanden. Aufgrund der im dm-Bereich wechselnden Folgen läßt sich eine mehr oder weniger horizontale Schichtung ausmachen. Zu erwähnen sind im tonig-siltigen Material das Vorkommen von Konkretionsbildungen und das Vorkommen von inkohltem Pflanzenhäcksel. Gehäuft findet man, durch unterschiedliche Färbung erkennbar, auftretende Wechsellaagerung in den Feinklastika, die bis zur Wechsellaagerung mit Feinsanden führen kann. Weiters fallen im Hangendbereich der feinklastischen Abfolgen Quarzsandeinstreuungen mit unterschiedlicher Konzentration auf (u.a. im Bereich um den Friedhof von St. Anna am

Aigen). Dies dürfte zur sanddominierten vierten lithologischen Einheit überleiten.

Diese Einheit ist durch das Auftreten von Kalkbänken charakterisiert und wird dem Obersarmatium zugeordnet. Die Kalkbänke sind im liegenden Anteil eingeschaltet. Sie zeigen eine mehr oder weniger horizontale Lagerung bzw. ein ganz geringes Einfallen nach NW. Im NW-Profil treten fünf Kalkbänke auf, die sich in ihrer Lithologie voneinander unterscheiden. Die liegendste ca. 2,5 Meter mächtige Bank setzt sich aus weißem feinkörnigem, fossilarmem, \pm massigem Kalk zusammen. Die darüberliegende Bank ist als Gastropodenkalk mit teilweiser Steinkernerhaltung ausgebildet und ungefähr 1 Meter mächtig. Die dritte Bank zeigt eine Zusammensetzung von oolithischen, fossilschuttführenden Kalksandsteinen. Darüber folgt ein Muschelschillhorizont mit dickschaligen Lamellibranchiatenschalen. Er ist durch die feinsandige Matrix gegenüber Verwitterung anfälliger als die übrigen Kalkbänke. Die hangendste Bank zeichnet sich durch starkes Hervortreten von Kalksandsteinen aus. Die beiden letztgenannten haben eine Mächtigkeit von 1–1,5 Meter. Die laterale Verbreitung und die fazielle Ausbildung dieser Bänke ist wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse zur Zeit nicht möglich. Im NE von St. Anna am Aigen sind drei Kalkbänke zu unterscheiden, wobei die beiden liegenden aus faziellen Gründen wahrscheinlich mit den Bänken 4 und 5 im NW korrelierbar sind. Die zwischen diesen Kalkbänken befindlichen Sande beinhalten auch tonig-siltige Einschaltungen, die als Wasserstauer der Grund für Quellaustritte sein dürften. Die Sande sind z.T. glimmerführend und stellenweise verfestigt. Im feinkörnigen Bereich sind vereinzelt Kohleschmitzen bis zu dm-Dicke nachweisbar. Sande mit Kreuzschichtung, wie sie in der Sandgrube neben der Straße von Aigen in Richtung Plesch besonders schön ausgebildet ist, bilden das Hangendste dieser hier ca. 80 Meter mächtigen Einheit.

Die holozänen Ablagerungen sind aufgrund der schon anfangs erwähnten tiefgreifenden Verwitterung von den neogenen Sedimenten schwer abzutrennen. Eine genaue Grenzziehung ist daher nicht möglich. Sie werden entlang von Gerinnen bis z. T. überarbeiteten Geländeknicken vermutet. Rutschungen sind im tonig-siltigen Bereich der feinklastischen Kartiereinheit durch ein unruhiges Relief und durch wasserübersättigte Böden zu erkennen.

Blatt 192 Feldbach

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 192 Feldbach

Von J. GEORG FRIEBE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1990 wurde das Gebiet zwischen Poggergraben bei Neustift und der Staatsgrenze bzw. Lendva-Tal und der Bundesstraße St. Anna – Kapfenstein bearbeitet.

Der Bereich Kalch – Rotterberg wird von Gesteinen des Paläozoikumsaufbruches von Kalch aufgebaut. Es

handelt sich um Phyllite und Chloritschiefer, Kalkschiefer und dunkle, gebankte Kalke, die flach bis mittelsteil gegen Nordwest bis Nord einfallen. Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse wurden diese Gesteine auf der Karte nicht näher unterschieden.

Transgressionskonglomerate kennzeichnen den Kontakt zwischen Paläozoikum und der sarmatischen Schichtfolge, der allerdings auch stark tektonisch überprägt ist (Kakirit-Zone im Graben nordwestlich des Rotterberg).

Die sarmatische Schichtfolge wird von einer Wechselfolge von gut sortiertem Feinsand (stellenweise mit Kalkkonkretionen), limonitischem Mittel- bis Grobsand, Schill-Lagen und Kalkbänken in unterschiedlicher Mikrofazies aufgebaut. Die Klastika bilden „coarsening upward“-Zyklen, die durch Karbonatbänke abgeschlossen werden.

Die Kalkbänke erreichen eine maximale Mächtigkeit von ca. 50 cm. Makroskopisch lassen sich folgende Faziestypen unterscheiden:

- Foraminiferenreicher Ooidkalk.
- Bisweilen sandiger, spartitischer Kalk mit häufig Steinkernen von Mollusken.
- Schill-Kalke.
- Nicht bis schwach zementierte Schill-Bänke.

Die Kalke sind bevorzugt in den Gräben aufgeschlossen. Eine Korrelation der Kalkbänke über mehrere Gräben hinweg ist nur bedingt möglich. Östlich Sichauf wurden im landwirtschaftlich stark genutzten Gebiet Lesesteine einer Bank von Foraminiferen-Ooid-Kalk gefunden.

Aufgrund ihrer Fazies können die Kalke mit Kalkbänken in den Rollsdorf-Schichten des Gleisdorfer Sarmatoporns (KRAINER, Mitt. naturwiss. Ver. Stmk. 1984) verglichen werden. Studien zur genauen stratigraphischen Einstufung stehen noch aus.

Des Weiteren wurde ein ca. 335 cm mächtiges Profil durch die tertiären Sedimente am Süportal des Tunnels Klöch aufgenommen und beprobt. Da der Aufschluß inzwischen den Rekultivierungsmaßnahmen zum Opfer gefallen ist, wird er hier kurz beschrieben. Er zeigt eine Wechsellagerung feinklastischer Sedimente (im wesentlichen Ton bis Feinsand), die durch vulkanisches Gestein überlagert wird. Die Schichtfolge läßt sich anhand von Korngrößentrends in vier Teilbereiche untergliedern.

- 1) >20 cm blaugrauer, laminiertes Ton
- 2) ca. 85 cm Fein- bis Mittelsand. Reste von Tonlagen in der unteren Hälfte der tieferen Sandbank deuten auf eine Amalgamierung der Schichtfolge hin.
- 3) ca. 70 cm Wechsellagerung von laminiertem Ton und Silt.
- 4) ca. 160 cm laminierte Feinsande mit unterschiedlichem Siltgehalt.

Teilbereich 4 zerfällt in zwei Abschnitte. Der tiefere Abschnitt bildet zusammen mit Teilbereich 3 eine übergeordnete „coarsening upward“-Abfolge. Der höhere Abschnitt zeigt in sich einen „coarsening upward“-Trend.

Fossilien wurden nicht gefunden. Das Alter der in der Umgebung von Klöch anstehenden Sedimente wird von STATTEGGER & HOLZER mit Sarmat angegeben (Bericht 1989).

Die feinklastischen Sedimente werden mit einer Erosionsdiskordanz durch Lapilli- (basal) und Bombentuff überlagert. Inkorporierte Fetzen von tertiären Sedimen-

ten im basalen Bereich können auf Auswürflinge zurückgeführt werden. Das Gestein ist sehr stark verwittert. Gegen das Portal des Tunnels werden die Tuffe von einem Lavastrom überlagert.

Die Erosionsdiskordanz ist nicht durch die vulkanischen Ereignisse bedingt sondern weist auf eine länger andauernde Erosionsphase hin.

Blatt 195 Sillian

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 195 Sillian

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Ebenso wie weiter im östlichen Lesachtal sind an den Ausgängen des Leitner Tales und Schöntales deutliche Moränenwälle ausgebildet, die aktive Gletscherzungen des Spätglazials markieren, die nur bis zum Haupttal reichten, dieses aber nicht mehr erfüllten.

Am Ausgang des Leitner Tales liegt ein breiter hoher Wall, der oberhalb der Fahrstraße nördlich Kote 1484 m ansetzte. Er biegt dann bei Neurauth nach Osten ein und schließt so den Ausgang des Tales ab, in dem er die nördlich anschließende, teilweise mit Grundmoräne bedeckte, pultförmige Fläche um ca. 10 m überragt. Am orographisch rechten Ufer ist in gleicher Höhe ein ebenso breiter, mächtiger Wall erhalten, dem ein weiterer, ca. 15–20 m tiefer, vorgelagert ist. Beide zeigen an, daß die kräftige Gletscherzunge am Ausgang des Leitner Tals dem Talverlauf folgend nach Osten abgog und ca. bis Schwalen reichte. Die, auch durch periphere Abflußrinnen (Moor an Fahrstraße oberhalb Schwalen), gegliederten Endmoränen bestehen aus schluffreichem, sandigem Moränenmaterial, das viele gut gekritzte Karbonate aus dem Talschluß führt. An der Oberfläche der Wälle sind häufig riesige Blöcke zu finden, die aus Berg- und Felssturzergebnissen stammen. Weiter taleinwärts, bis zum Talschluß des Leitner Tales unterhalb Kote 1901 m, sind nur noch steile Schwemm- und Murenkegel entwickelt, aber keine Moränen zu finden.

Eine noch etwas stärker gegliederte Moränenfolge am Ausgang des Schöntales markiert auch hier eine kräftige Eiszunge, die knapp vor der Gail geendet hat. Auch diese Moränen sind häufig mit großen Bergsturzböcken bedeckt. Innerhalb dieser Abfolge ist dann noch in ca. 1600 m Höhe (nördlich der Jagdhütte) eine Endmoräne ausgebildet, die den Talboden quert und vom Bach tief zerschnitten ist. Ob diese Endlage einen kurzen Halt der Eiszunge unmittelbar nach dem Rückzug von den Moränen weiter im Norden darstellt, oder einen neuerlichen Vorstoß markiert, kann nicht gesagt werden.

Im Schöntal sind ebenso wie im Leitner Tal bis zum Talschluß unterhalb Schöntalwiesen keine weiteren Moränen zu finden. Der Talboden wird auch hier von steilen Muren- und Schuttkegeln bestimmt, wobei der unterhalb des Öfenspitz aktive Steinschlagstätigkeit aufweist. Weiter taleinwärts ist die Talsohle durch einen kräftigen Talzus Schub verengt, hinter dem der See bei

Kote 1812 m aufgestaut ist. Dieser Talzus Schub ist Teil einer modellhaften Sackung, die, durch eine deutliche Abrißnische begrenzt, bis knapp unterhalb des Gipfelbereiches des Hohegg ausgreift.

Am orographisch rechten Ausgang des Erschbaumer Tales ist eine reich gegliederte Moränenfolge erhalten, die ein allmähliches Zurückweichen des Gletscherrandes aus dem Tal westlich des Kartitscher Sattels anzeigt. Die Folge setzt in ca. 1650 m mit Eisstauanteilen ein, denen tiefer am Hang deutliche Moränenwälle folgen. Sie alle zeigen an, daß zu dieser Zeit die Eiszunge das Haupttal noch erfüllte und ins Tal gegen den Kartitscher Sattel zu eindrang. Erst in tieferen Positionen sind Wälle erhalten, die eine Zunge markieren, die aus dem Erschbaumer Tal nach Westen abfloß und bis gegen Sulzenbach reichte. Diese bilden den deutlichen Rücken, der von der auf der Karte verzeichneten Quelle gegen Rauchenbach verläuft. Ob diese Moränenfolge zu verschiedenen spätglazialen Ständen zu rechnen ist oder – gleich alt wie die weiter im Osten – nur ein differenziertes Bild des Rückzuges der Eisfront überliefert, sollte durch die weitere Kartierung erfaßt werden.

Zwischen den Moränen an den Ausgängen von Erschbaumer und Schöntal ist der Hang südlich des Kartitscher Sattels von einer ausgedehnten Massenbewegung erfaßt worden, die bis in den Hang bei Gartler Wälder reicht.

Im Bereich des Kartitscher Sattels, und besonders nach Osten bis Prünste, fällt auf, daß die Südflanke extrem steil um 50–60 m ansteigt, wobei der Hang nur von zwei Gräben unterteilt wird. Weiter hangaufwärts geht der Steilhang in eine wellige Morphologie über, die von E–W-streichenden Rücken und tiefen Gräben geprägt ist. Jene sind 1–200 m zu verfolgen, verlaufen dann, um versetzt wieder von einem nächsten Rücken abgelöst zu werden. Diese Formen reichen bis zur Forststraße in 1640–50 m Höhe. Hier werden sie von einem Steilhang überragt, der starke Auflockerung des Gesteinsverbandes und in ca. 1700 m auch frische Anrisse zeigt. Die Massenbewegung ist offensichtlich nach dem Abschmelzen des Eises des Haupttales entstanden, indem der Hangfuß in Form eines Talzuschubes nach Norden drängt. Ein Ausgreifen weit in den Hang hinauf ist aber nicht feststellbar. Im Bereich des Talzuschubes kam es zu einer Auflockerung und auch zu einer deutlichen Verstellung des ganzen Gesteinsverbandes. So fällt die – östlich wie westlich der Bewegung senkrecht stehende – E–W-streichende Schieferung mit 30–45° nach Süden ein. Nach Süden zu wird das Einfallen immer steiler und beträgt am Südrand rund 90°, wobei auch leichtes Nordfallen mit 10–15° festgestellt werden konnte.

Spuren der Vergletscherung während des jüngeren Spätglazials fanden sich im obersten Obertilliacher Tal, im Roßkar und im obersten Leitner Tal (Stuckenseen). Unterhalb der Nordwand der Porze sind zu beiden Seiten der steilen Lawinenrinne deutliche Moränen erhalten, die eine steile Eiszunge nachzeichnen, die bis ca. 1750 m herabgereicht haben dürfte.

Der heute künstlich vergrößerte See am Ende der Rinne ist in seiner ursprünglichen Anlage das Produkt der ausgedehnten Massenbewegung im Bärenbad (Neue Porzehütte).

Ebenso während des jüngeren Spätglazials war der Boden des Roßkares unterhalb der steilen Nordhänge der Roßkarspitze und des Wildkarlegg mit einem Gletscher erfüllt, der eine lang hinziehende Endmoräne hin-

terließ, die in etwa dem Karnischen Höhenweg folgt. Innerhalb dieser Endmoräne ist der Karboden mit kleineren, sehr grobblockigen Wällen bedeckt, die besonders zum westlichen Rücken zu noch weniger ausgedehnte Eislappen und -felder der Abschmelzphase nachzeichnen. Am Karboden findet sich noch eine größere Anzahl mehr oder weniger kegelförmiger Hügel, die aus recht feinkörnigem Schutt bestehen. Es sind dies Kameshügel, die von Schmelzwässern in Hohlräumen des Eises abgelagert wurden.

Am obersten Rand des Karbodens liegen noch girlandenartige Schuttmassen, die ehemalige, heute inaktive Blockgletscher darstellen. Ähnliche Formen sind noch in dem Kar NW Wildkarlegg und unterhalb der Heretalm ausgebildet. Dieser Blockgletscher führte zur Abdämmung des Oberen Stuckensees.

Die jüngsten Spuren kleiner Gletscher sind dann noch am Filmoorsattel und auf der Filmoorhöhe zu finden, die kleine Eis- und Firnfelder markieren, die in günstiger Schattlage oder durch starke Schneeakkumulation durch Lawinen noch längere Zeit existieren konnten.

Deutliche Spuren von Massenbewegungen im Bereich des Karnischen Hauptkammes im kartierten Gebiet sind die deutliche Bergzerreißung am Roßkarspitz (die Mulden, Spalten und tiefen Gräben wurden für die militärischen Stellungen benutzt) und die auffälligen Blockfelder im Rendlen, die auf häufige Fels- und Bergstürze vom Heretkofel als Folge von Auflockerung hinweisen.

Blatt 197 Kötschach

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den südöstlichen Lienzer Dolomiten auf Blatt 197 Kötschach

VON MARTINA HENRICH & THOMAS HEYER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Sommer 1990 wurde das Gebiet westlich des Gailbergsattels des bereits erschienenen Kartenblattes 197 Kötschach neu aufgenommen. Dies geschah im Zuge der Gesamtbearbeitung der Lienzer Dolomiten durch das Institut für Angewandte Geowissenschaften der Justus-Liebig-Universität Giessen (BRD).

Das Kartiergebiet erstreckt sich von der Gailbergfurche im E bis zum Podlanigbach im W (Steig 222). Die nördliche Grenze ist durch die Linie Scharfenkopf – Joch – Haberjoch gegeben. Die Verbindung Ham-Wiesen – Lumwiesen – Panul-Wald – Röthen – Laas bestimmt die Südgrenze.

Aufgenommen wurde die östliche Fortsetzung der beiden Hauptstrukturen der Lienzer Dolomiten, die Lienzer Antiklinale und die Tscheltscher Mulde. Hauptstreichrichtung ist E–W mit geringen Abweichungen (NE–SE).

Zur Beschreibung der Schichtenfolge im Westen eignet sich ein Profil Rautalm – Mukulinalm – Scharfenkopf:

Lassen sich die Serien des Permoskyths im S noch ohne weiteres über den Podlanigbach verfolgen, so verändert sich das Bild ab Punkt 1156 m (2. Brücke über den Podlanigbach Richtung Kornater Alm).

Hier wird die Normalabfolge durch die von W aus dem Lahnerbachgraben heranreichende Südrandstörung unterbrochen. Nach SCHLAGER (1963) trennt die Südrandstörung das Kristallin und seine sandig ausgebildete Hüllserie (Permoskyth = Grödner Sandstein, Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) von der von Kalk und Dolomit dominierten Trias.

Der Alpine Muschelkalk ist hier bis auf 120m Zwischendolomit reduziert. Knollenkalke, zwar auch tektonisch vermindert, finden sich erst wieder im E auf dem Forstweg zwischen Rautalm und Mukulinalm.

Die sich anschließenden Fellbacher Kalke sind ebenfalls gering mächtig, nehmen aber Richtung E „Auf der Mussen“ sehr stark in ihrer Mächtigkeit zu. Die Fellbacher Kalke sind dort stark intern gefaltet, so daß sich ihre Mächtigkeit nicht genau bestimmen läßt.

Die nachfolgende Kalk-Dolomit-Wechselfolge östlich des Podlanigbaches läßt sich nach NE bis zum Punkt 2038 m (zwischen dem Schatzbichl und Auf der Mussen) verfolgen. Die Abfolge ließ sich von uns stratigraphisch noch nicht einordnen, da datierbare Fossilfunde fehlen und das Gebiet schlecht zugänglich ist. Als mögliche stratigraphische Einheiten bieten sich Wetterstein oder Plattenkalk an. Dies müssen jedoch weitere Untersuchungen zeigen. Eine Verschuppung dieser Wechselfolge ist nicht auszuschließen, da hier aus dem Störungssystem des Südrandes die „Silbergrabenstörung“ abzweigt.

Diese Störung ist über das ganze Kartenblatt zu verfolgen. Sie streicht aus dem SW an der Mukulinalm vorbei über den Abbruch südlich des Schatzbichl, wo sie durch das Auftreten von Felszinnen aus brekziiertem Gestein gut zu verfolgen ist, in den Gailbergbachgraben. Diesen verläßt sie nordwestlich der Jagdhütte (zwischen Haberjoch und Silbergraben) nach NE Richtung Gailberggut. Mit diesem Verlauf der Störungslinie stimmen wir mit SCHLAGER (1963) überein.

Die in unserem Gebiet ENE-streichende Tscheltscher Mulde verschmälert sich vom Podlanigbach im W bis südlich des Schatzbichl, wo sie von der Silbergrabenstörung abgeschnitten wird.

Reste von Kössener Schichten sind nur noch nördlich der Felszinnen im Abbruch zu beobachten. Hinzuweisen wäre noch auf die schon von WARCH (1985) beschriebenen Fossilfundpunkte südlich wie nördlich der Mukulinalm (Punkt 1487 m), wo sich gut erhaltene Brachiopoden- und Bivalvenschalen finden lassen.

Die nördlichste der von uns kartierten Strukturen stellt die E–W-streichende Lienzer Antiklinale dar.

Während die Mächtigkeit des Hauptdolomits im Bereich des Scharfenkopfes noch einige 100 Meter beträgt, verringert sich der Ausstrich zwischen Joch und Schatzbichl beträchtlich (auf 200 m). Erklärbar ist dies durch das Abtauchen der Sattelachse nach E. Westlich des Haberjochs wird die Gesamtstruktur durch die Silbergrabenstörung abgeschnitten.

Westlich der Mukulinalm befindet sich eine SW–NE-streichende sinistrale Blattverschiebung, an welcher der Hauptdolomit der Lienzer Antiklinale relativ nach SW über den Plattenkalk und die Kössener Schichten (N-Flügel) der Tscheltscher Mulde bewegt wurde.

Im Bereich dieser Störung (z.B. Steig 222) findet man Brekzienhorizonte des mittleren Hauptdolomits, welche nach KÜBLER & MÜLLER (1962) und SCHLAGER (1963) als Spatisationsbrekzien zu interpretieren sind. Weitere Brekzien sind im Plattenkalk nördlich der Mukulinalm (Höhe 1630-1670 m) aufgeschlossen.

Weiter im E stoßen die Plattenkalke im Gailbergbachgraben direkt an die Fellbach-Formation. Der Rest der Mulde ist durch die Silbergrabenstörung abgeschnitten. Die mächtigen Fellbacher Kalke und Mergel bilden den Hauptanteil der Mussen. Die Ausstrichbreite verschmälert sich jedoch nach E. Von Bedeutung sind die vulkanischen Einschaltungen.

Die leicht verwitterten Gesteine weisen eine hell- bis dunkelbraune Farbe auf. Deutlich sind bis 1 mm große Biotitblättchen und Feldspateinsprenglinge zu erkennen. Mit zunehmendem Verwitterungsgrad wird das feinkörnige Material heller und mürber. Nach WARCH (1985) ist dieses Gestein als Dazit anzusprechen. Weiterhin treten tonige, gelb-bis ockerfarbene Lagen auf. Nach unserer Auffassung handelt es sich dabei um tuff- bis tuffitische Lagen, wie sie auch WARCH (1985) beschreibt. Gefunden wurden diese Vulkanite auf Steig 224 Höhe 1740 m (Dazit, max. 2 m mächtig) und auf dem Steig 225 Höhe 1765 m bis 1815 m (drei Tuff- bis Tuffitbänder).

Im Liegenden folgen der immer noch geringmächtige Muschelkalk, die Werfener Schichten, der Alpine Buntsandstein, der Grödner Sandstein und das Kristallin.

Die Abfolge ist nur nördlich des Punktes 1562 m durch die von W heranreichende Südrandstörung unterbrochen. Der Alpine Buntsandstein ist tektonisch völlig unterdrückt und die Grödner Formation stark reduziert. Die Werfener Schichten grenzen hier direkt an einen schmalen Streifen Grödner Sandstein.

Im E Richtung Röthen ist die Abfolge wieder gegeben, wobei der Alpine Muschelkalk in seiner Mächtigkeit stark zunimmt. Von Bedeutung ist die ungestörte Abfolge auf Steig 227, die die Wurstelkalke, die Sandsteinflaserkalke, die Hornstein-führenden Kalke, die Crinoidenkalke und das Dolomitische Zwischenniveau als Übergang zu den Fellbacher Kalken wiedergibt.

Gestört wird dieses Bild im SE des Aufnahmegebietes durch eine an die Hüllserie anschließende Rippe südlich des Röthen. Die Dolomite und Kalke dieses Zuges konnten wir stratigraphisch nicht einordnen, da keine bestimmbareren Fossilien zu finden waren. Das Gestein ist tektonisch stark beansprucht und teilweise völlig brekziiert. Die Grenzen werden vermutlich allseitig durch Störungen gebildet. Die Rippe keilt nach W aus, nach E setzt sie sich im "Pittersberg" fort.

Nördlich dieser Kalk-Dolomit-Rippe schließen sich auf dem Forstweg (Steig 226) Röthen – Gailbergsattel Grödner Sandstein, Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten und Knollenkalke an. Diese keilen gegen W an der Rippe des Röthenkopfes aus. Die nördliche Begrenzung dieses Keils bildet eine Störung, die aus dem E (östlich der Gailbergstraße) zwischen Jagdhütte (1439 m) und Laaser Wald heranstreicht.

Das weitaus größte Problem stellt der Hauptdolomitkeil im NE des Gebietes dar. Seine Lage kann durch die in diesem Bereich stark ausgeprägte, gut verfolgbare Silbergrabenstörung erklärt werden. Wir nehmen an, daß der Hauptdolomitkeil sowie der dazugehörige Plattenkalk und die tektonisch stark zerscherten Kössener Schichten von E nach SW versetzt wurden, was durch eine dextrale Seitenverschiebung erklärbar wäre. Für Kössener Schichten sprechen die deutlich mergelige Ausbildung sowie gefundene Bivalvenreste und Schillagen.

Durch die starke Schuttbedeckung im Bereich der Jagdhütte konnten die Grenzen Hauptdolomit/Platten-

kalk und Plattenkalk/Kössener Schichten nicht gefunden werden.

Durch die oben beschriebene dextrale Seitenverschiebung kann man ebenfalls das abrupte Enden der den W bestimmenden Hauptstrukturen (Lienzer Antiklinale, Tscheltscher Mulde) erklärt werden, welche nicht weiter nach E verfolgbare sind.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum auf den Blättern 197 Kötschach, 198 Weißbriach und 199 Hermagor

Von GERD RANTITSCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der derzeit durchgeführten Untersuchungen über die Wärmegeschichte der Karnischen Alpen wurden folgende Profile beprobt:

- Profile auf der Eggeralm mit phyllitischen Schiefern und Graptolithenschiefern.
- Profil der Garnitzenklamm mit phyllitischen Schiefern und Graptolithenschiefern.
- Profile der Auernigsschichten am Naßfeld.
- Profile der silurischen Schieferfazies der Karnischen Alpen:
Profile Oberbuchach 1,2,3.
Profil im Nöblinggraben.
- Profile im Gebiet des Wolayersees und nördlich davon.

Der Diagenese- bzw. Metamorphosegrad dieser Gesteine wird durch Untersuchungen der Vitrinit- und Graptolithenperiderm-Reflexion, sowie der Illit-Kristallinität erfaßt.

Die ersten Ergebnisse liefern diagenetische Bedingungen für die Auernigsschichten und anchizonale bzw. epizonale Bedingungen für Gesteine der silurischen Schieferfazies.

Blatt 198 Weißbriach

Siehe Bericht zu Blatt 197 Kötschach von G. RANTITSCH.

Blatt 199 Hermagor

Siehe Bericht zu Blatt 197 Kötschach von G. RANTITSCH.

Blatt 206 Eibiswald

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen des Quartärs auf Blatt 206 Eibiswald

Von PETER BECK-MANNAGETTA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Für das Blatt Unterdrauburg (5354) 1 : 75.000 liegt aus 1929 eine gedruckte geologische Karte vor. Auf

diesem Blatt sind für pleistozäne Schichten folgende Gliederungen vereinfacht wiedergegeben: Niederterrasse und Unterstufe, ältere pleistozäne Terrassen (ältere und jüngere). Diese konsequente Aufgliederung der pleistozänen, fossilfreien Schichten ist den quartären Schichtfolgen auf Blatt 189 Deutschlandsberg (1 : 50.000) anzugleichen, das M. EISENHUT 1987/88 1 : 25.000 aufgenommen hat. Diese vier Ausscheidungen mußten daher in diesem Sinne vereinfacht bzw. verändert werden, wobei das morphologische Auftreten eine größere Beachtung fand: Schlepphanh mit Muldentälchen, Niederterrassen-Schotter, Hochterrasse, Terrassenschotter (Mittelpleistozän i. a.); verlehnte Terrassenschotter mit Schlufflehmdecke (Altpleistozän); verlehnte Terrassenschotter, Quarzschotterstreu (Jüngstpliozän – Ältestpleistozän).

Lehme als Produkte von Abwaschungen der tertiären und quartären Verwitterungsauswirkung sind in Hangmulden einige Meter hoch aufgestapelt und können durch die rezente rückwärtseinschneidende Erosion angeschnitten werden (N Silli, Pitschgauegg E). Verfallte Kahlschläge von mit Fichten bewaldeten Steilhängen (N Untere Kalkgrube – N Mitteregg gegen den Schwarzbach) führten zu extremen Erosionsleistungen und Rutschungen, die anschließend wieder mit Fichten aufgeforstet werden (N Aichegg, E K. 433); Laubwaldbestand an den entsprechenden Steilhängen verhindert diese verheerenden Auswirkungen menschlicher Eingriffe (N Mitteregg). Es wäre eine kulturbedingte Notwendigkeit, derartige bewaldete, tertiäre Steilhänge, die bis 40° Neigung erreichen, als „Bannwald“ unter Naturschutz zu stellen und eine allfällige altersbedingte Nutzung nur als Plenterung zu gestatten. Durch intensiven Maisbau ist die Bodenerosion der benachbarten Räume bei Niederschlägen gesteigert.

In diesem Sinne wurden die Räume: Kartengrenze N – Schloß Limberg – Gasselsdorf – N der Weißen Sulm; S der Weißen Sulm – Wernersdorf – Aug – Pitschgau – N der Saggau und S der Saggau von Aibl – Haselbach E untersucht. Die Aufschlußverhältnisse in diesem Gebiet haben sich nicht nur durch die Vegetationsverhältnisse seit der letzten Aufnahme ungünstig verändert, sondern wurden durch die Beschotterung und Asphaltierung bzw. Betonierung der neuen Wege wesentlich herabgemindert. Gelegentliche Bauuntersuchungen, offene Anrisse etc. geben selten Anhaltspunkte für quartäre Ablagerungen. Am klarsten ist die Abfolge des Pleistozäns in den Terrassenstufen E und SE Eibiswald verfolgbar. Die lehmbedeckten Schottermassen weichen in Absätzen immer lehmigeren Schichten, die als plio-pleistozäne Terrassenlehme mit einzelnen gutgerundeten, bis 1/2 m³ großen Quarz- und Pegmatitblöcken ca. ab 60 m und höher über die Talsohle auftreten. In den Gräben der Seitentäler sind die Quarzschotter angereichert und weisen auf solche Verbreitungen auf den Hochflächen hin, wo bereits obertags oft gar keine derartigen Schotter zu erkennen sind.

Tertiär

Neben gelegentlichen Tertiäraufschlüssen wurde S Wernersdorf beim Bauer vlg. Barth in ca. 460 m SH beim Stallbau ca. 10 cm Glanzkohle erschürft. E Barth im Graberl NW K. 457, in ca. 450 m SH, bestand ein alter Kohleschurf, der die Glanzkohle als Schmiedekohle abbaute. Da die Lage der Kohle ca. parallel zum Bergang, NW–SE und ca. 40° gegen SW einfällt, ist eine

größere Verbreitung im Gelände nicht anzunehmen; die Mächtigkeit soll unter einem Meter geblieben sein.

N Schloß Limberg verläuft eine NNE–SSW streichende Störung zwischen dem Kristallin und dem Tertiär, an der die kohleführenden Schichten der Eibiswalder Schichten gegen W abgeschnitten wurden. Die wechselnden Lagerungsverhältnisse der Schichten und ihr Einbau in das Kristallin weisen darauf hin, daß jungtertiäre, tektonische Bewegungen, die vermutlich vor der Ablagerung des Schwanberger Blockschotter stattfanden, auftreten und bedeutende Verstellungen am Kristallinrand hervorriefen. Damit hängt auch der wesentlich höhere Inkohlungsgrad der Kohle von Eibiswald-Bergla im Gegensatz zur eher lignitischen Braunkohle von Köflach-Voitsberg zusammen, die ca. altersgleich (Oberkarpat) sein dürften.

Blatt 207 Arnfels

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 207 Arnfels

Von J. GEORG FRIEBE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Untersuchungsgebiet 1990 umfaßt den Bereich Grubtal – Labitschberg – Kranach nördlich bzw. östlich des Gamlitzbaches. Daneben wurden kurzlebige Aufschlüsse in der weiteren Umgebung untersucht.

Das Arbeitsgebiet wird im Osten von der Weißenegg-Formation, westlich von Labitschberg von der Kreuzberg-Formation s. str. aufgebaut. Im Osten sind auch der Steirische Schlier und das Ottenberg-Member vertreten.

Leithakalk innerhalb der Weißenegg-Formation findet sich im Grubtal. Er ist vorwiegend in bioklastischer Algen/Rhodolithen-Schutt-Fazies ausgebildet. Im Steinbruch Grubtal treten auch eine Austernbank, sowie in einem tieferen Horizont Korallen auf. Der Leithakalk wird von Feinkonglomeraten des Ottenberg-Member unterlagert, die sich über Preßtal bis in den Bereich des ehemaligen Braunkohlebergbaus Labitschberg verfolgen lassen. Leithakalk und Ottenberg-Member werden von Fein- bis Mittelsanden sowie Siltmergeln der Weißenegg-Formation überlagert. Sandige Bereiche finden sich speziell im Hangenden des Kohleflözes von Labitschberg sowie östlich des Punktes 409 m SH. Am Ostrand eines Weinberges nördlich des Gehöftes „Faberl“ finden sich auf ca. 380 m SH Siltmergel, die in großer Anzahl Steinkerne von Gastropoden (Turritellen, nicht näher bestimmbar) sowie Schalen kleiner Austern führen.

Die Kreuzberg-Formation wird von einer Wechsellaagerung von Grob- und Feinklastika aufgebaut. Die vorherrschenden sedimentären Strukturen weisen auf eine Bildung durch „high density turbidity currents“ und „cohesive debris flows“ unter der Sturmwellenbasis hin. Daneben wurden (z.B. in einer Kehre im Graben südsüdöstlich des Gehöftes „Sobetz“) Küstensande (?) mit Granat-Seifen gefunden.

Das Schwermineralspektrum ist generell von Granat dominiert, Epidot ist untergeordnet, andere Schwermi-

nerale sind in Spuren vertreten. Biostratigraphisch interpretierbare Foraminiferen-Faunen wurden nicht gefunden. Das Alter der Kreuzberg-Formation wird von KOLLMANN (1965, Mitt. österr. geol. Ges.) mit Unteres Badenium angegeben. Überlegungen zur Faziesgeometrie machen auch ein karpatisches Alter möglich.

Der sedimentäre Inhalt der Kreuzberg-Formation spricht für die Auffüllung eines sich rasch absenkenden Teilbeckens westlich der Hochzone von Labitschberg. Die Ablagerungen der Kreuzberg-Formation fallen mittelsteil gegen Osten ein. Seltene Abschiebungen deuten auf Ost-West-Extension hin.

In Eichberg–Trautenburg wurde im Zuge des Straßenbaus beim Trafohäuschen südwestlich Punkt 519 m SH ein Profil in einem sandigeren Bereich der Kreuzberg-Formation s. str. aufgeschlossen. Das Profil zeigt eine ca. 4,5 m-mächtige Wechselfolge von Feinsand und (mitunter kiesigem) Mittelsand, in die eine ca.

30 cm mächtige Bank von Mittelsandstein zwischengelagert ist. Letztere führt in Nestern zusammenschwemmt Steinkerne von Gastropoden (diversen Turritellen, nicht näher bestimmbar) sowie kleine Austernschalen. Mikrofossilien wurden nicht gefunden. Granat dominiert das Schwermineralspektrum und ist lokal in Seifen angereichert. Die Abfolge wird von Konglomeraten überlagert.

In Sernau waren westlich des Gehöftes „Fürst“ bei Drainagearbeiten in einem Rutschhang auf ca. 420–430 m SH Silte und Mittelsande aufgeschlossen. Sie werden von einer Mittelsand-Grobsand-Feinkies-Wechselfolge überlagert (Aufschlüsse am Weg bei ca. 460 m SH Mikrofossilien wurden nicht gefunden. Das Schwermineralspektrum zeigt eine Dominanz von Granat (ca. 90 %), daneben tritt Epidot in nennenswerten Mengen auf. Andere Schwerminerale sind nur in Spuren vorhanden.

Sonstiger Bericht

Bericht 1990 über das Projekt „Kleinsäuger“ (paläontologische Probenahme)

Von GUDRUN DAXNER-HÖCK
z.T. gemeinsam mit HANS DE BRUIJN und EVA HÖCK
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Zuge der Stratifizierung nichtmariner bzw. küstennaher Sedimente des Tertiärs in Österreich mit Hilfe von Kleinsäugetieren wurde im Sommer 1990 die Geländearbeit in folgenden Arbeitsgebieten fortgesetzt:

- 1) Korneuburger Becken: Teiritzberg, Obergänserndorf
- 2) Mistelbacher Schotterkörper: Bullendorf, Paasdorf
- 3) Südliches Wiener Becken: Götzendorf, Stixneusiedl, Neusiedl a.S., Gols, Weiden
- 4) Weststeirisches Becken: Tagebau Oberdorf b. Voitsberg
- 5) Knittelfelder Becken: Ziegelei Apfelberg
- 6) Lavanttaler Becken: Schönweg.

Korneuburger Becken (Karpat): Die akute Bedrohung der Fundstelle Teiritzberg 1 durch die Müllberge der Korneuburger Mülldeponie machte eine Notberingung der säugetierführenden Fundschichten nötig. Ca. 2 m Deckschichten, die den Fossilhorizont überlagerten, mußten mit einem Bagger abgetragen werden. Das fossilführende Paket selbst ist 1–30 cm mächtig; es handelt sich um hellbraune, mergelige Sande, die reich sind an Mollusken und isolierte Kleinsäugerzähne führen. Ca. 3 Tonnen Sediment konnten geborgen und geschlämmt werden. In Anbetracht der Fülle des Materials und noch anstehender, zeitintensiver Laborarbeiten liegt gegenüber dem Bericht von 1989 noch keine neue Faunenliste vor. Eine Reihe von Testproben im übrigen Bereich des Teiritzberges und in Obergänserndorf lassen auf weitere Wirbeltierfundpunkte hoffen.

Die Probenahme in den Lokalitäten Bullendorf (U.-Pannon) und Paasdorf im Raum Mistelbach brachte eine unbedeutende Erweiterung der Fauna von Bullendorf; in Paasdorf konnten wir keinen Säugerhorizont ermitteln.

Anläßlich einer Exkursion gemeinsam mit Herrn Dr. F. RÖGL und weiteren Mitarbeitern des Naturhistorischen

Museums Wien im südlichen Wiener Becken wurden folgende Fossilpunkte beprobt:

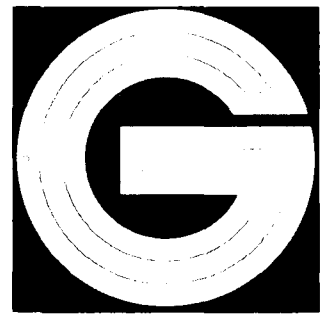
- a) Mehrere molluskenführende Lagen der Sandgrube Sassmann bei Götzendorf, Gem. Mannersdorf/L., N. Ö. (Pannon F). Alle Proben beinhalten Säugerreste.
- b) Alte Tongrube beim Sportplatz von Stixneusiedl, Gem. Trautmannsdorf/L., N. Ö. (Pannon F). Es wurden Proben aus Linsen mit molluskenführenden Süßwassertonen im Feinsand genommen. Unter den Wirbeltierresten dominieren Fische, die Säugetiere sind durch wenige Zähne von Insektivoren und Nagetieren belegt.
- c) Gemeindesandgruben in der „Lehmgstäten“ bei Neusiedl a. S., Burgenland (Pannon G). Ein Molluskenhorizont innerhalb der Sandgrube lieferte einige Kleinsäugerzähne von stratigraphisch bedeutsamen Taxa.
- d) Aus weiteren Sandgruben von Gols und Weiden a. S., Burgenland, wurden keine Säuger nachgewiesen.

Am Tagebau Oberdorf b. Voitsberg, Steiermark, wurde die im Vorjahr begonnene Beprobung der molluskenführenden Kohletonbänder aus den Deckschichten fortgesetzt, und mehrere neue Säugerfundpunkte ermittelt (z. T. durch Hinweise von den beiden Paläobotanikerinnen Frau Dr. EDER und Dipl. Geol. MELLER).

Ziegelei Apfelberg, Knittelfelder Becken, Steiermark: Der im Vorjahr anstehende Fossilhorizont war im Sommer 1990 nicht aufgeschlossen.

In den Testproben von Schönweg im Lavanttaler Becken, Kärnten, dominieren Fischreste, Säugetiere fehlen.

Als Ergebnis der Geländearbeit im Sommer 1990 kann festgehalten werden, daß wir über die Erweiterung des Fundgutes aus den im Sommer 1989 ermittelten Säugerfundstellen hinaus eine Reihe neuer Horizonte bzw. Lokalitäten mit Kleinsäugetieren entdeckten. Die wissenschaftliche Bearbeitung der Säugetierfaunen des Korneuburger Beckens und von Götzendorf wird im Rahmen von Projekten des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung erfolgen.



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1991
BAND 134/4

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse
durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn.

Inhalt – Contents

Wenn nicht anders angegeben, sind die Arbeiten in deutscher Sprache geschrieben.

When there is no other mention the papers are given in German language.

ELSNER, R.: Geologie des Tauern-Südostrandes und geotektonische Konsequenzen. Mit 49 Abbildungen	561	ELSNER, R.: Geology of the Southeastern Margin of the Hohe Tauern and Geotectonic Consequences. With 49 Text-Figures	561
ERTEL, Th. & LOESCHKE, J.: Zur Geologie und Geochemie von Metavulkaniten der Murauer Decke am Nordhang des Kreuzecks (Teufenbach-Scheifling, Steiermark). Mit 7 Abbildungen und 2 Tabellen	647	ERTEL, Th. & LOESCHKE, J.: On the Geology and Geochemistry of Metavolcanic Rocks of the Murau Nappe (Kreuzeck, Teufenbach-Scheifling/Steiermark, Austria). With 7 Text-Figures and 2 Tables	647
FLÜGEL, H.W.: Rugosa aus dem Karbon der Ozbak-Kuh-Gruppe Ost-Irans (Teil 1). Mit 35 Abbildungen, 6 Tabellen und 2 Tafeln	657	FLÜGEL, H.W.: Rugosa from the Carboniferous of the Ozbak-Kuh Group (Eastern Iran). Part 1. With 35 Text-Figures, 6 Tables and 2 Plates	657
FRIEBE, J.G. & POLTNIG, W.: Biostratigraphische Ergebnisse der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal I. Mit 1 Abbildung und 3 Tabellen	689	FRIEBE, J.G. & POLTNIG, W.: Biostratigraphic Results of Deep Drilling Fürstenfeld I. With 1 Text-Figure and 3 Tables	689
FUCHS, G.: Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch. Mit 6 Abbildungen	701	FUCHS, G.: Radical Change of Views on the Bohemian Massif. With 6 Text-Figures	701
HUBMANN, B.: Halysitidae aus dem tiefen Silur E-Irans (Niur-Formation). Mit 14 Abbildungen, 1 Tabelle und 4 Tafeln	711	HUBMANN, B.: Halysitidae from the Lower Silurian of Eastern Iran (Niur Formation). With 14 Text-Figures, 1 Table and 4 Plates	711
KÖNIGSHOF, P. & PICHA, M.: Stratigraphische Reichweiten oberdevonischer Conodonten – eine Übersichtstabelle. Mit 1 Tafel (Beilage)	745	KÖNIGSHOF, P. & PICHA, M.: Stratigraphical Range of Upper Devonian Conodonts – A Tabular Summary. With 1 Plate (in pocket)	745
KOVAR-EDER, J. & KRÄINER, B.: Flora und Sedimentologie der Fundstelle Reith bei Unterstorcha, Bezirk Feldbach in der Steiermark (Kirchberger Schotter, Pannonium C, Miozän). Mit 2 Abbildungen und 10 Tafeln	737	KOVAR-EDER, J. & KRÄINER, B.: Flora and Sedimentology of the Finding Site Reith near Unterstorcha in the Styrian Feldbach District (Kirchberg gravel, Pannonian C, Miocene). With 2 Text-Figures and 10 Plates	737
OBERHAUSER, R.: Westvergente versus nordvergente Tektonik – Ein Beitrag zur Geschichte und zum Stand geologischer Forschung, gesehen von der Ost-Westalpengrenze her. Mit 5 Abbildungen	773	OBERHAUSER, R.: West-Directed versus North-Directed Tectonics – A Contribution to History and State of Geological Research as Seen from the Eastern/Western Alps Boundary. With 5 Text-Figures	773
PLÖCHINGER, B. & SALAJ, J., mit Beiträgen von HANS EGGER & HERBERT STRADNER: Der Nordrandbereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kaumberg und Altenmarkt an der Triesting (Niederösterreich) und der Mikrofossilinhalt seines Kreide-Paläogen-Anteils. Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle	783	PLÖCHINGER, B. & SALAJ, J., with contributions by HANS EGGER & HERBERT STRADNER: The Northern Margin of the Northern Calcareous Alps between Kaumberg and Altenmarkt an der Triesting (Lower Austria) and the Microfauna of its Cretaceous-Paleogene Parts With 5 Text-Figures and 1 Table	783
PÖSCHL, I.: Ein Modell für die Ablagerungsentwicklung der Vulkaniklastika eines pliozänen Maar-Vulkans im Steirischen Becken (Österreich). Mit 18 Abbildungen und 20 Tabellen. In englischer Sprache	809	PÖSCHL, I.: A Model for the Depositional Evolution of the Volcaniclastic Succession of a Pliocene Maar Volcano in the Styrian Basin (Austria). With 18 Text-Figures and 20 Tables. In English language	809
PREY, S.: Zur tektonischen Position der Klippe der Antonshöhe bei Mauer – eine Richtigstellung	845	PREY, S.: The Tectonic Position of the Antonshöhe Klippe near Mauer – A Correction	845
Buchbesprechungen	849	Book Reviews	849

Schriftleitung/Editor: ALBERT DAURER.

Geologie des Tauern-Südostrandes und geotektonische Konsequenzen

Von REGINA ELSNER*)

Mit 49 Abbildungen

*Kärnten
Tauernfenster
Penninikum
Ostalpin
Seriengliederung
Metamorphose
Alpidische Tektonik
Geophysik
Paläogeographie*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 156, 157, 182, 183

Inhalt

Zusammenfassung	562
Abstract	563
1. Einleitung	563
1.1. Zielsetzung	563
1.2. Lage des Arbeitsgebietes	563
1.3. Literaturübersicht	565
1.4. Untersuchungsmethodik	565
2. Geologischer Überblick	566
2.1. Geologischer Überblick zum Tauernfenster	566
2.2. Geologischer Überblick zum Südostrand des Tauernfensters	567
3. Seriengliederung	568
3.1. Penninikum	568
3.1.1. Zentralgneis	568
3.1.2. Altes Dach	568
3.1.2.1. Altkristalline Gesteine des Penninikums	568
3.1.2.2. Habach-Serie	570
3.1.3. Äußere oder mesozoische Schieferhülle	571
3.1.3.1. Wustkogel-Serie	571
3.1.3.2. Karbonatische Trias	571
3.1.3.3. Bündner Schiefer	571
3.1.3.4. Grünschiefer und Prasinite	572
3.1.3.5. Scherspäne	573
3.2. Ostalpin	573
3.2.1. Serizit-Quarzite des Grenzbereichs Penninikum/Ostalpin	573
3.2.2. Ostalpines Kristallin	573
3.2.2.1. Granat-Glimmerschiefer	573
3.2.2.2. Glimmerschiefer	574
3.2.2.3. Katschberg-Quarzphyllite	574
3.2.2.4. Mylonitische Randfazies des ostalpinen Kristallins: Quarzreiche Glimmerschiefer, Quarzphyllite, Quarzite	574
4. Profile	575
4.1. Profil 1: Katschbergsattel	575
4.2. Profile 2 und 3: Wirnsberg und Torscharte	576
4.3. Profil 4: Maltaberg und Krainberg	576
4.4. Profil 5: Liesertal	578
4.4.1. Liesertal: Eisentratten - Gmünd	578
4.4.2. Liesertal: Gmünd - Steinbrückenbach	579
4.5. Profil 6: Radlgraben und Umgebung	580
4.6. Profil 7: Gmeineck - Rachenbach	586
4.7. Profil 8: Hühnersberg - Steinbrückenbach	587

*) Dr. REGINA ELSNER, Wöhrdstraße 22, D-8400 Regensburg.

5. EDX-Analytik	588
5.1. Methodik	588
5.2. Granat-Analytik	589
5.2.1. Mikroskopische Kennzeichen der Granate	589
5.2.2. EDX-Analysenergebnisse	591
5.2.3. Diskussion der Analysenergebnisse	593
5.3. Amphibol-Analytik	594
5.4. Feldspat-Analytik	595
6. Metamorphose	595
6.1. Metamorphose im Penninikum	595
6.2. Metamorphose im Ostalpin	597
6.3. Altersdaten	598
7. Strukturgeologie	600
7.1. Geologische Karte und Formlinien-Karte	600
7.2. Lineamentauswertungen	603
7.3. Mesoskopisch erkennbare Gefüge	605
7.4. Strainanalyse	610
7.5. Volumenverluste	611
7.6. Zusammenschau der Indizien	612
8. Diskussion der Ergebnisse	612
8.1. Geophysik am Tauern-Ostrand	612
8.2. Modellbetrachtungen zur geologischen Entwicklungsgeschichte am Tauern-Südostrand	616
8.2.1. Die Hohen Tauern als kompressiver metamorpher Dom	616
8.2.2. Entwicklungsmodell für das Ostalpin im Grenzbereich zum Penninikum	619
8.3. Zur Existenz des „Unterostalpins“ am Tauern-Ostrand	620
8.3.1. Quarzphyllit-Problematik	620
8.3.2. Kennzeichen des mittelostalpinen Kristallins	620
8.3.3. Reliktgefüge in den Quarzphylliten	620
8.3.4. Mechanismen zur Überführung von „Kristallin“ in „Quarzphyllit“	622
8.3.5. Zusammenfassende Diskussion zum Unterostalpin-Problem	623
8.4. Tektonische und nomenklatorische Neugliederung am Tauern-Südostrand	624
8.5. Plattentektonische Überlegungen	625
8.5.1. Besteht eine subduktionsbezogene Entwicklung am Südostrand des Tauernfensters?	625
8.5.2. Paläogeographische Positionen und Ihre Auswirkung bei Konvergenz	627
8.5.3. Wurde das Penninikum von dem ostalpinen Deckenstapel überfahren?	628
9. Schlußfolgerungen	629
Dank	630
Literatur	630
Anhang	635
I. Geologische Karte	635
II. Abkürzungsverzeichnis	636
III. Straindaten	636
IV. Probenkarte	637
V. Granat-Analysen	638
VI. Amphibol-Analysen	645

Zusammenfassung

Der Südostrand der Hohen Tauern erfuhr eine geologische Neubearbeitung, bei der sowohl das Ostalpin als auch das Penninikum Beachtung fand. Die tektonische Gliederung konnte wesentlich vereinfacht werden. Im Penninikum ist eine zusammenhängende stratigraphische Abfolge erhalten, die durch duktile Dehnung in ihrer Mächtigkeit um ca. 50 % reduziert wurde. In den südöstlichen Hohen Tauern existiert nur eine bedeutende tektonische Trennfläche, die Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin. Diese tektonische Grenze steht im Arbeitsgebiet steil und stellt hier eine tiefgreifende NNE–SSW-verlaufende Struktur dar.

Es konnten am Südostrand der Hohen Tauern weder im Ostalpin noch im Penninikum sichere Indizien für die Richtung der Deckenstapelung gefunden werden. Die heute in den Randserien des östlichen Penninikums erkennbaren Gefüge gehen auf die Hebung der Tauern nach der Deckenstapelung und nach dem Metamorphosehöhepunkt zurück. Sie sind also jünger als maximal 40 Ma.

Die Hebung der Hohen Tauern erfolgte in einem Spannungsfeld mit NNE–SSW-gerichteter Kompression. Die Gefügeprägung begann kurz nach dem Metamorphosehöhepunkt unter duktilen Bedingungen und entwickelte sich mit der Hebung und Abkühlung kontinuierlich bis zur Spröddeformation. Die Hohen Tauern werden daher als kompressiver metamorpher Dom bezeichnet.

Metamorphose- und Altersdaten von Ostalpin und Penninikum ergaben, daß eine gemeinsame Deformations- und Abkühlungsgeschichte beider Einheiten erst im Oligozän begann. Ostalpin und Penninikum haben bis zu diesem Zeitpunkt eine getrennte Entwicklungsgeschichte erlebt. Da vor dem Oligozän eine gemeinsame Gefügeprägung von Ostalpin und Penninikum fehlt, wird eine Überschiebung des Penninikums durch das Ostalpin unwahrscheinlich.

Die in kontinuierlichen Dünnschliff-Profilen vorgenommene petrographische Analyse der „Quarzphyllite“ erbrachte, daß die „Quarzphyllite“ durch duktile Deformation und Einwirkung von fluider Phase aus dem Kristallin entstanden sind. Damit gibt es südlich des Katschberges kein Unterostalpin.

Überlegungen zur Paläogeographie und Geodynamik führen für den alpinen Tethys-Abschnitt zu einem Modell mit kleinräumigen ozeanischen Sedimentations-Becken und dazwischen befindlichen Anteilen kontinentaler Kruste. Die transtensionale Öffnung der ozeanischen Becken, die durch die Öffnung des Atlantik gesteuert wurde, trug ebenso zum komplexen Aufbau des Alpen-Orogens bei wie die transpressive, sequenzielle Schließung der Tethys von E nach W.

Geology of the Southeastern Margin of the Hohe Tauern and Geotectonic Consequences

Abstract

The south-eastern margin of the "Hohe Tauern" was mapped in the field and studied using modern structural and petrological methods. The Penninic units as well as the neighbouring Austroalpine parts were intensively examined. It was possible to simplify substantially the tectonic nappe sequences. Within the Penninic realm a coherent stratigraphic succession is preserved which was reduced in thickness to some 50 % by ductile thinning. Within the south-eastern "Hohe Tauern" only one important tectonic boundary exists, i.e. the border between Penninic realm and Austroalpine. The tectonical border between Austroalpine and Penninic realm is a subvertical deep-reaching, here NNE-SSW-running structure.

At the south-eastern margin of the "Hohe Tauern" neither the Austroalpine nor the Penninic realm exhibit any feature allowing to determine the direction of nappe stacking. Tectonic structures visible today within the rim-series of the eastern Penninic realm were caused by the uplift of the Tauern realm, after the nappe stacking and culmination of metamorphism. Therefore these structures are younger than max. 40 Ma.

The uplift of the "Hohe Tauern" took place within a stressfield causing NNE-SSW-orientated compression. The textural evolution started under ductile conditions and developed during uplift and cooling successively into brittle deformation. Therefore the "Hohe Tauern" can be termed as a compressive metamorphic dome.

Data concerning metamorphism and geochronology of the Austroalpine and the Penninic realm show, that their synchronous history of deformation and uplift did not start before the Oligocene. Before this time, the Austroalpine and Penninic realm have had a separate evolutionary history. As an unique textural evolution of Austroalpine and Penninic realm is definitely missing before the Oligocene, an overthrusting of the Penninic realm by the Austroalpine nappes is unlikely.

Petrographic analysis of the "quartzphyllites" was done in continuous profiles of thin sections. It turned out that the "quartzphyllites" originated from the crystalline rocks through ductile deformation and the influence of fluids. Therefore, Lower Austroalpine does not exist south of the Katschberg.

Considerations concerning paleogeography and geodynamics lead to a model of small sized oceanic sedimentary basins, separated by slivers of continental crust, for the Alpine part of the Tethys. The transtensional opening of these oceanic basins was triggered by the opening of the Atlantic. This fact contributed to the complex structure of the Alpine orogen, as well as the transpressive, sequential closure of the Tethys, prograding from E to W.

1. Einleitung

In dieser Arbeit erfuhren die Abfolgen am Ostrand des Tauernfensters eine eingehende Bearbeitung. Es wurden gezielt die beiden benachbarten Einheiten Ostalpin und Penninikum unter struktureologischen Gesichtspunkten untersucht. Eine gemeinsame Betrachtung erfuhren die benachbarten Einheiten bisher selten.

1.1. Zielsetzung

Aufbauend auf den umfangreichen Forschungsarbeiten von EXNER und seiner Arbeitsgruppe in beiden Einheiten, die eine detaillierte petrographische Serienbeschreibung lieferte, konnte eine struktureologische Bearbeitung von Ostalpin und Penninikum erfolgen. Die heute benachbarten Einheiten entstammen unterschiedlichen paläogeographischen Ablagerungsräumen. Die zeitweise räumlich getrennten Platten wurden durch einengende Vorgänge übereinander gestapelt oder lateral angenähert. Bei der Bearbeitung ergaben sich folgende weiterreichende Probleme:

- Lassen sich die Abfolgen am Tauern-Ostrand mit den Abfolgen in anderen Bereichen des Tauernfensters parallelisieren?
- Gibt es einen unterostalpinen Quarzphyllit am Ostrand des Tauernfensters?
- Muß die Deckengliederung im östlichen Tauernfenster sensu EXNER modernisiert werden?
- Muß die Deckengliederung im Ostalpin sensu TOLLMANN modernisiert werden?

1.2. Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt in der Republik Österreich, Bundesland Kärnten. Der bearbeitete Bereich erstreckt sich vom Katschberg bis nördlich von Spittal an der Drau (Lieserhofen) (Abb. 1.). Er liegt auf folgenden Blättern der ÖK 1 : 50.000 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen Wien: 156 Muhr, 157 Tamsweg, 182 Spittal a. d. Drau, 183 Radenthein.

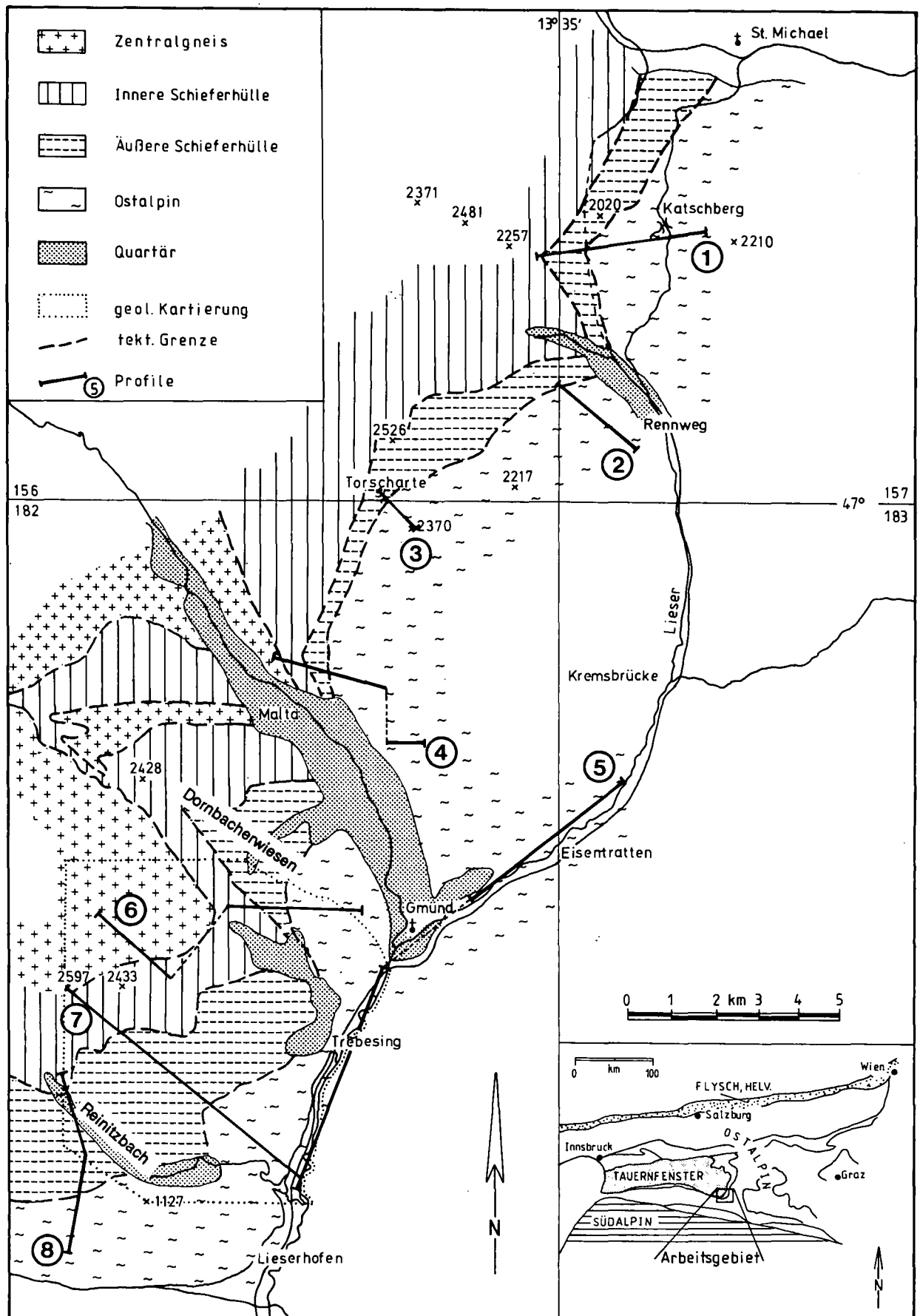


Abb. 1.
 Geologischer Überblick über den Südostrand des Tauernfensters nach EXNER (1980), verändert.
 Die markierten Profile entsprechen den in Kapitel 4 erläuterten Profilen.

Ein Teilbereich des Untersuchungsgebietes wurde in den Geländesommern 1988, 1989, 1990 für die Geologische Bundesanstalt Wien im Maßstab 1 : 10.000 neu aufgenommen. Es handelt sich dabei um ein Gebiet westlich von Gmünd, das sich etwa vom Grat „Dornbacherwiesen“ bis zum Reinitzgraben (= Steinbrückenbach) erstreckt (Abb. 1). Im gesamten Arbeitsgebiet, einem Streifen von ca. 30 km N–S-Erstreckung und ca. 5 km Breite, wurden 8 petrographisch-tektonische Profile aufgenommen und beprobt. Die Kartierung und Profilnahme wurde, abgesehen von Ausnahmen im W, jeweils bis zum Einsetzen von Zentralgneis-Gesteinen, bzw. bis zum Erreichen der Granat-Isograde im Penninikum durchgeführt. Im Osten bildete das Liesertal oder weniger deformierte Granat-Glimmerschiefer, also Gesteine des ostalpinen Kristallins, die Begrenzung.

1.3. Literaturübersicht

FRASL (1958) legte mit seinem Werk „Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern“ eine wichtige Grundlage für die Geologie im gesamten Tauernfenster.

EXNER beginnt 1939 mit der Veröffentlichung erster Ergebnisse vom Ostrand des Tauernfensters. In einer Reihe von wissenschaftlichen Arbeiten über einen Zeitraum von mehr als 50 Jahren lieferte EXNER eine schier unüberschaubare Fülle an Beobachtungen und Daten und trug damit wesentlich zur Meinungsbildung über den Aufbau des östlichen Tauernfensters bei. Seine von der Deckentektonik geprägten Vorstellungen spiegeln sich in allen Arbeiten wider. 1954 wird von EXNER die geologische Übersichtskarte 1 : 50.000 „Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau“ vorgestellt. Diese erfuhr 1980 eine Modernisierung in der Veröffentlichung der „Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten“.

Von CLIFF et al. (1971) stammt eine erste moderne, umfassende Bearbeitung des südöstlichen Tauernfensters mit Beobachtungen zur Strukturgeologie, Metamorphose und Geochronologie.

Das ostalpine Kristallin östlich des Tauernfensters erfuhr in den 80er Jahren eine Neubearbeitung durch eine Arbeitsgruppe um W. FRANK, Wien (FRIMMEL, 1987; SCHIMANA, 1986; THEINER, 1987). Die Arbeiten setzten sich in erster Linie mit der Metamorphosegeschichte des ostalpinen Kristallins auseinander. Darüber hinaus wurden geochronologische Methoden angewandt. Auf die Arbeit von SCHIMANA (1986) möchte ich speziell hinweisen. Sie dokumentiert den Aufbau und die Blastese von Granat im ostalpinen Kristallin. Entgegen der bisherigen Annahme konnte eine alpidische amphibolitfaziale Metamorphose nachgewiesen werden.

Durch HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) erfuhren die Zentralgneise des Tauernfensters eine neue Bearbeitung mit dem klaren Ergebnis, daß die Intrusionszu-

sammenhänge der variszischen Granitoide (= Zentralgneise), von alpidischen Deformationseinflüssen weitgehend geschont, erhalten geblieben sind.

GENSER & NEUBAUER (1989) erkannten als erste die Vielzahl der Abschiebungen am Südostrand des Tauernfensters. Als Genesemodell wurde von ihnen ein „sinistraler pull-apart-Dom“ vorgeschlagen.

Mit den prämesozoischen Abfolgen des Penninikums im östlichen Tauernfenster setzte sich VAVRA (1989) auseinander. VAVRA weitete die für das östliche Tauernfenster definierte Storzserie auf die Gesteine des zentralen Tauernfensters aus. Die Gesteinsabfolgen werden als Metavulkanite eines reifen Inselbogens beschrieben. U/Pb-Datierungen ergaben, daß der Inselbogenmagmatismus vor ca. 600 Ma begann und möglicherweise bis vor 320 Ma anhielt.

Die letzte umfangreiche Bearbeitung der Ostalpen und damit verbunden dem Tauernfenster erfolgte von BEHRMANN (1990).

1.4. Untersuchungsmethodik

Von EXNER (1980a, 1983, 1984, 1989) stammen Übersichtskarten und Gesteinsbeschreibungen aus dem gesamten Arbeitsgebiet. Folgende geologische Karten von EXNER bildeten eine wichtige Grundlage für die Geländearbeiten: Geologische Karte der Hohen Tauern bei Gmünd (1980a), Geologische Karte der Hafnergruppe (1983), Geologische Karte des mittleren Lungaus (1989, 1990).

In einem Teilbereich erfolgte eine eigene petrographische und strukturgeologische Neuaufnahme zusammen mit der Probenahme. Diese Kartiertätigkeit lieferte wichtige Ergebnisse für die Seriengliederung im Arbeitsgebiet. Die strukturelle Gefügeentwicklung konnte damit zusätzlich zu den Profilen in einem größeren Bereich beobachtet werden. Die Profilaufnahme geschah im Bereich zwischen Katschberg und nördlich Spittal a.d. Drau und hatte zum Ziel, sowohl Ostalpin als auch Penninikum gleichermaßen zu erfassen. Es erfolgte eine Auswertung von Makro-, Meso- und Mikrogefügen. Gefügemessungen im Gelände bildeten die Grundlage für eine spätere strukturgeologische Analyse. Rund 180 Proben wurden im Gelände, meist entlang der Profillinien, orientiert genommen. Etwa 400 orientierte Dünnschliffe wurden angefertigt und dienten neben der petrographischen Kennzeichnung zur Beschreibung der Mikrogefüge.

An 48 Proben wurden qualitative Mineralanalysen mittels eines Röntgendiffraktometers durchgeführt.

Eine qualitative Mineralanalyse erfolgte an einem Rasterelektronenmikroskop mit energiedispersiver Röntgenanalytik (REM-EDX). An 17 Proben wurden 234 Einzelanalysen von Granat, Amphibol und Hellglimmer erstellt.

Die Gefügeanalyse an orientierten Dünnschliffen geschah an einem Bildanalysegerät (micro-scan). Zur Abschätzung des finiten Strains wurden Rf/ Φ -Messungen durchgeführt.

2. Geologischer Überblick

2.1. Geologischer Überblick zum Tauernfenster

Die Fensternatur der Hohen Tauern und ihrer Umrahmung durch ostalpine Decken erkannte erstmals **TERMIER (1903)**.

Das Tauernfenster erstreckt sich zwischen dem Silltal im Westen und dem oberen Murtal im Osten. Es erschließt die tektonisch tiefsten bekannten Gesteinsserien in den Ostalpen, die Zentralgneiskerne. Eine Vielzahl von radiometrischen Altersbestimmungen belegt ein Intrusionsalter der Zentralgneise von 280-220 Ma (**OBERHAUSER, 1980**), nach **VAVRA (1989)** ein Alter von 320 Ma. **HOLUB & MARSCHALLINGER (1989)** bestimmten die Intrusionssequenz als I-Typ Granitoide.

Die Schieferhüllen beinhalten nach **FRASL (1958)** mesozoische, paläozoische und nach den Ergebnissen von **GILG et al. (1989)** auch präkambrische Gesteinseinheiten. Die Lagerungsverhältnisse und stratigraphischen Verbände zwischen den verschiedenen Einheiten der Schieferhüllen sind besonders in den Randbereichen durch die alpidische Orogenese kräftig überprägt.

In den Zentralgneiskernen sind dagegen oft noch Intrusionskontakte erhalten geblieben. Die Seriengliederung im Tauernfenster gestaltet sich daher schwierig. Je nach Untersuchungsbereich ergaben sich unterschiedliche Serienabfolgen, woraus auf Deckenstapelung innerhalb der Schieferhüllen und der Zentralgneise geschlossen wurde. Auf Grund der tektonischen Lagerungsverhältnisse wurden Namen wie „Untere Schieferhülle“ oder „Obere Schieferhülle“ geprägt. Zum Teil tragen die Teildecken Lokalnamen (z.B. Modereck-Decke, Seidlwinkel-Decke ...), die eine Parallelisierung der Serien untereinander erschweren. Besondere Schwierigkeiten bereitet die Tatsache, daß von jedem Tauern-Bearbeiter neue Gliederungen und Namen definiert wurden, die nur lokale Gültigkeit haben.

Da die Trennung der oberen Schieferhüllgesteine vom ostalpinen Rahmen nicht immer eindeutig durchzuführen ist, wird in vielen Fällen von einer penninisch-ostalpinen Mischzone gesprochen. Hierzu gehören die Matreier Zone, die Nordrahmen-Zone und die Katschberg-Zone.

Das Penninikum des Tauernfensters wird umrahmt von ostalpinen Gesteinen. An manchen Stellen wird

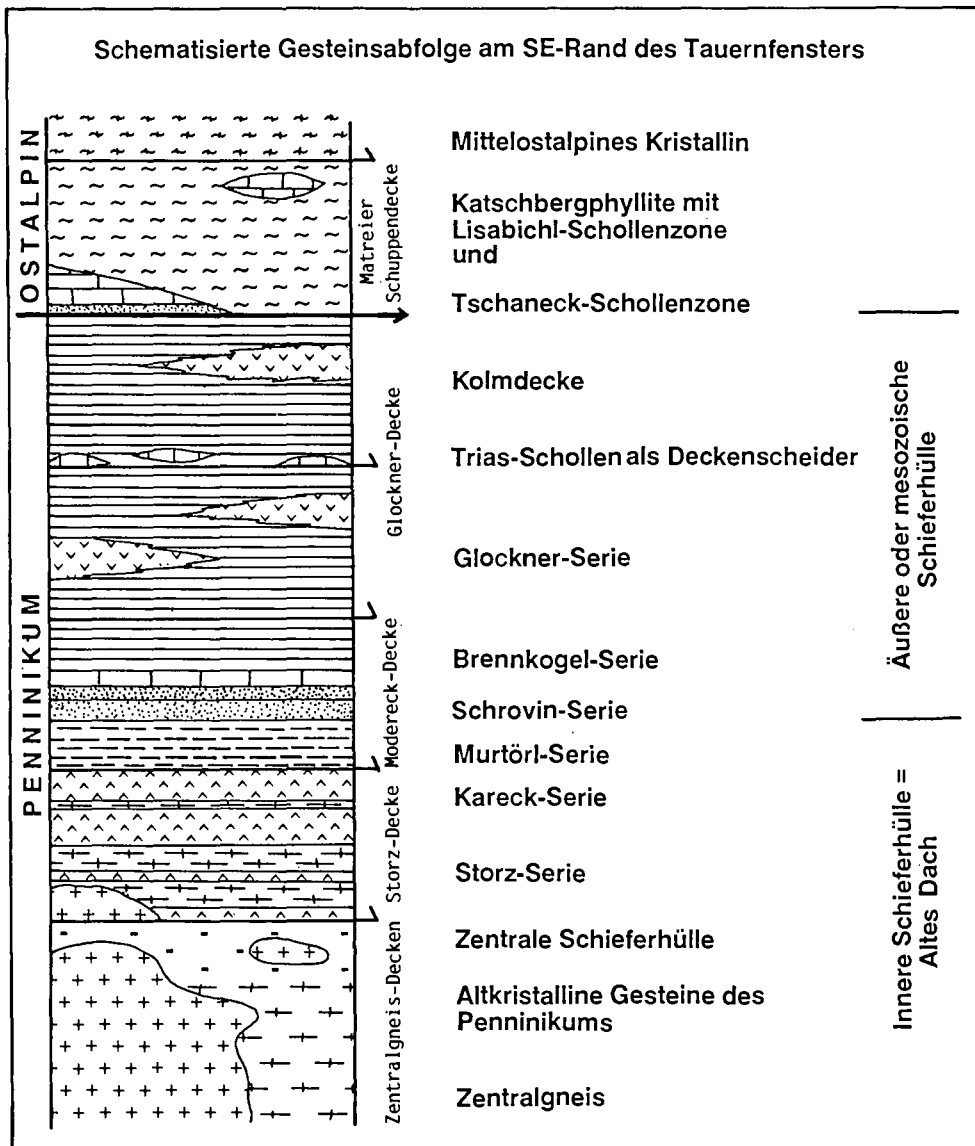


Abb. 2. Gesteinsabfolge und Deckengliederung am Südostrand des Tauernfensters nach Modellen von **EXNER (1971, 1980)**, **TOLLMANN (1975)** und **HOLUB & MARSCHALLINGER (1989)**. Petrographische Gliederung im Gelände vgl. Abb. 3.

das Tauernfenster von unterostalpinen Einheiten umgeben. Gelegentlich fällt das Unterostalpin auch aus, und das mittelostalpine Altkristallin reicht unmittelbar an das Penninikum heran.

2.2. Geologischer Überblick zum Südostrand des Tauernfensters

Penninikum

Die Zentralgneise sind die tektonisch tiefste Einheit der östlichen Hohen Tauern. HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) weisen nach, daß sich die verschiedenen Gneise einer Intrusionsabfolge zuordnen lassen, die noch im ursprünglichen Intrusionsverband mit den altkristallinen Migmatitformationen des Maltatals stehen. Die intrudierten Gesteine können dem penninischen Altkristallin, den Amphiboliten der Storz- oder Kareck-Serie und der zentralen Schieferhülle zugeordnet werden. EXNER bezeichnet Gesteine, in welche die Zentralgneise eingedrungen sind, als „Altes Dach“. Durch die Ergebnisse von HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) kann auf die Unterteilung in Zentralgneisdecken nach EXNER (1982, 1983) verzichtet werden. Eigene Kartierungen (vgl. Kapitel 3.1.1. und 4.5.) bestätigen diese Auffassung. Die komplexe Decken-Nomenklatur läßt sich dadurch etwas vereinfachen.

Während die Randbereiche des Tauernfensters intensiv durch die alpidische Tektonik in Mitleidenschaft gezogen wurden, zeigen die zentralen Anteile (Zentralgneise) kaum Hinweise auf alpidische Deformation.

Nach EXNER (1983) überlagert die Storz-Serie allochthon die Zentralgneise oder manchen Ortes die zentrale, autochthone, mesozoische Schieferhülle (Silber- eck Serie). Bei der Storz-Serie handelt es sich nach Ex-

NER (1980a) um das Alte Dach einer südlichen penninischen Zone, die vom Zentralgneis abgesichert und als tektonische Decke gemeinsam mit der Kareck-Serie und der Peripheren Schieferhülle nach N transportiert wurde.

Die Basis der Peripheren Schieferhülle bildet die jungpaläozoische Murtörl-Serie, die nur unscharf von der Kareck-Serie abgetrennt werden kann. Über der Murtörl-Serie folgt die permotriassische Schrovin-Serie, die wiederum von der Brennkogel-Serie überlagert wird. Die oberste Serie der Peripheren Schieferhülle bilden die Kalkglimmerschiefer und Prasinite der Glockner-Serie. Von dieser Glockner-Serie wird nach EXNER (1980a) die Kolmdecke durch eine Trias-Schollenzone abgegrenzt.

Ostalpin

Nach Meinung von TOLLMANN (1975), MEYER (1977) und EXNER (1980a) bildet die Katschberg-Zone am Ost- rand des Tauernfensters die Fortsetzung der Matreier Zone im Süden. Es handelt sich dabei um einen hochdeformierten Bereich, bestehend aus Penninikum, Unterostalpin und Diaphthoriten der ostalpinen Decken. Wichtige Bestandteile dieses Bereiches sind die Tschaneck-Schollenzone, die Katschberg-Quarzphyllite mit der Lisabichl-Schollenzone und die diaphthoritischen Quarzphyllite. Auffallend ist, daß alle Bearbeiter die schwierige Unterscheidbarkeit der angeblich prograd metamorphen Katschberg-Quarzphyllite und des retrograd metamorphen ostalpinen Kristallins hervorheben.

Die oberste Einheit im Deckensystem am Tauern-Ostrand bilden die Granat-Glimmerschiefer (Wölzer Serie) des mittelostalpinen Kristallins. Diese lassen sich in eine Priedröf, Radentheiner und Millstätter Serie unterteilen (TOLLMANN, 1977).

	Ansprache im Gelände	Nomenklatur nach EXNER (1980)	Verwendete eigene Nomenklatur
	Kalkglimmerschiefer mit Grünschieferlagen	Brennkogel-Serie, Glockner-Serie, Kolmdecke	Bündner Schiefer und Grünschiefer
	Stark ausgedünnte karbonatische Trias	Trias-Schollen	Karbonatische Trias
	Albitblastengneise und Quarzite	Schrovin-Serie	Wustkogel-Serie
	Schwarze Blastenschiefer und Biotitschiefer	Murtörl-Serie	Habach-Serie mit Habachphylliten
	Amphibolite mit hellen Metavulkanitlagen	Kareck-Serie	
	Straff foliierte Bändergneise	Storz-Serie	Altkristallin des Penninikums
	Zerscherter Granit, Augengneis	Hochalmgneis, Gößkern	Zentralgneis
	Quarzneiche Granitoide		
	Granit		

Abb. 3. Gesteinsabfolge innerhalb des Penninikums nach eigenen Aufnahmen, parallelisiert mit der Nomenklatur früherer Bearbeiter. Symbolik der petrographischen Gliederung entspricht weitgehend Abb. 2.

3. Seriengliederung

Umfangreiche petrographische Arbeiten liegen von EXNER (1971, 1980a), MEYER (1977), NOWOTNY (1976) und vielen früheren Bearbeitern vor. Ich beschränke mich daher bei den Gesteinsbeschreibungen darauf, die allgemein kennzeichnenden Merkmale kurz zusammenzufassen.

Die Begriffe Innere Schieferhülle und Altes Dach werden im folgenden Text synonym verwendet. Sie umfassen den vormesozoischen Anteil der penninischen Schieferhüllen-Gesteine. Die Namen Äußere oder mesozoische Schieferhülle beinhalten die Gesteine vom Permomesozoikum bis in die Kreide.

Die oben erläuterten Begriffe enthalten keine Aussage über die tektonische Position, sondern beziehen sich nur auf die stratigraphische Gliederung.

3.1. Penninikum

3.1.1. Zentralgneis

Im Untersuchungsgebiet ist der Zentralgneis meist als Augengneis mit bis zu 1 cm großen Kalifeldspat-Augen ausgebildet. Die Gneise sind z.T. mit aplitischen Lagen durchzogen. Im Maltatal konnte eine wenige Meter breite Lage aus Maltatonalit gefunden werden. Eine Mineral-Lineation ist auf den Schieferungsflächen deutlich erkennbar. Sie fällt nach E bis SE ein.

Mikroskopie

Die porphyrischen Kalifeldspat-Augen liegen in einer Grundmasse aus Quarz. Feldspäte und manche Quarze zeigen symplektitische Verwachsungen. Viele Feldspäte sind gefüllt mit Mikrolithen der Epidotgruppe. Die retrograde Überprägung ist je nach Schlift unterschiedlich weit fortgeschritten und führte zur Chloritisierung der Biotite und Serizitisierung der Feldspäte. Manche der Schliffe führen akzessorisch idiomorphen Granat (Grossularkomponente), der metamorph gesproßt ist (vgl. Kapitel 5.3).

Deformation

Quarz ist gelängt, undulös auslöschend und rekristallisiert in Domänen. Biotit und Muskovit sind deutlich eingeregelt und schmiegen sich um die Feldspäte. Der Muskovit ist häufig undulös auslöschend und geknickt. Das Gefüge der Zentralgneise ist insgesamt als mylonitisch zu bezeichnen.

Probennummern

M19, M20, M21, Koschach, R14, R15, 8941.

Die Zentralgneise verzahnen mit leukokraten Gneisen, die ein feinkörniges Kalifeldspat-Augengefüge zeigen. Diese Gneise werden auf Grund der geologischen Verzahnung und des Augengefüges der Zentralgneis-Intrusionsfolge zugeordnet. Auch konnten die hellen Leukogneise gemeinsam mit den Bändergneisen des penninischen Altkristallins angetroffen werden. Stets zeigen die Leukogneise eine konkordante Lagerung zu ihrer Umgebung.

Die Randbereiche der Augengneise sind gekennzeichnet von einem symmetrischen Augengefüge, das als Kennzeichen einer vorwiegend koaxialen Verformung gewertet wird. Nur untergeordnet treten asymmetrische Gefüge auf, die eine Scherdeformation andeuten (Abb. 15a). Zum Liegenden der Gneise klingt die Intensität der Deformationsgefüge rasch ab. Ein Intrusionsverband zwischen den Zentralgneisen und Amphiboliten bzw. Bändergneisen (Abb. 4a) konnte im Schwalbenfeld ca. 400 m westlich des Stoder Gipfels auf 2300 m und ca. 1,1 km südwestlich der Zlattingalm auf 2060 m angetroffen werden. Dies widerlegt die Ansicht EXNER's, daß eine Deckengrenze zwischen den

Zentralgneisen und den Amphiboliten und Bändergneisen der Storz-Serie besteht. Der geometrisch komplexe Intrusionsverband wurde in den Randbereichen des Tauernfensters durch spätere Deformationen überprägt und unkenntlich gemacht. Eine enge bis isoklinale Faltung der Serien erklärt den heute kartierbaren Lagerbau.

Durch die Kartierung wurde deutlich, daß es sich bei der von VAVRA (1989) dargestellten „Granitporphyr-Lamelle“ um einen Zentralgneis handelt, der im Randbereich durch duktile Deformation überprägt wurde. Die cm-großen, deformationshärteren Kalifeldspäte werden bei duktiler Deformation von der deformationsweicheren Quarz-Albit-Glimmergrundmasse umflossen, wodurch ein porphyrtartiges Gefüge der Gneise entsteht. Nach radiometrischen Alterdatierungen von VAVRA soll es sich bei der „Granitporphyr-Lamelle“ um eine permische Intrusion handeln, während für den Hauptteil der Zentralgneis-Intrusion von VAVRA (1989) ein Alter von ca. 320 Ma angegeben wird. Diese vom restlichen Zentralgneis abweichende Altersdatierung beruht vermutlich auf einer deformationsbedingten Verschiebung der Isotopenverhältnisse.

3.1.2. Altes Dach

Bei der Gliederung des Alten Dachs folge ich dem einfachen Schema von FRASL (1958), HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) und HÖCK (1990):

- altkristalline Gesteine des Penninikums
- Habach-Serie

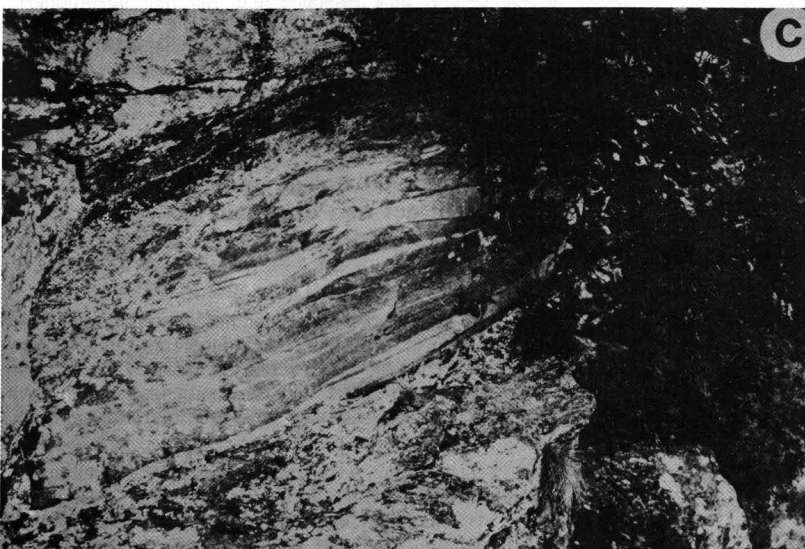
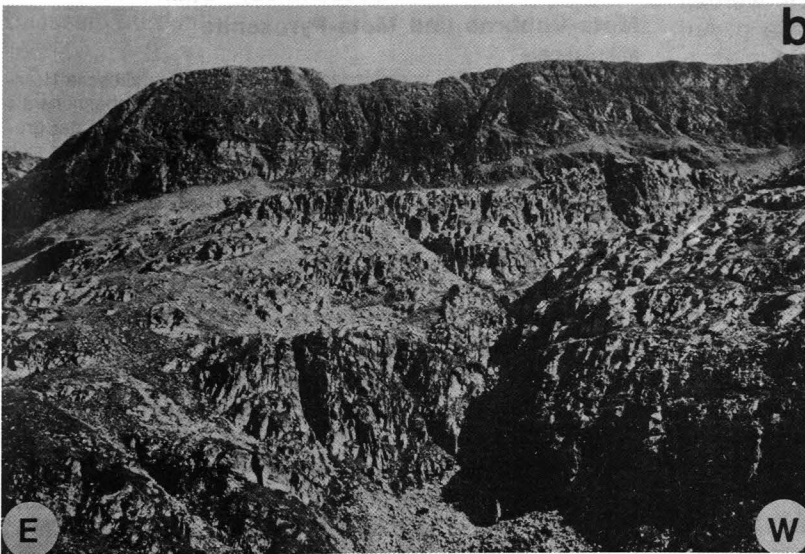
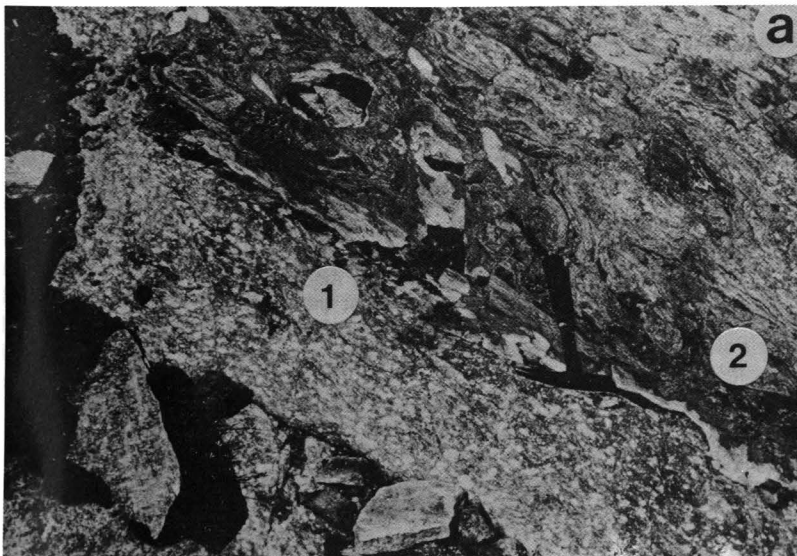
Die altkristallinen Gesteine unterscheiden sich von der Habach-Serie durch eine deutliche voralpidische Metamorphose, die von der Amphibolitfazies bis zur Migmatitbildung im Zuge der Intrusion der Zentralgneise reicht. Eine klare Abgrenzung zwischen Habach-Serie und Altkristallin wird bei einer kräftigen alpidischen Deformation und Metamorphose problematisch (HÖCK, 1990).

Eine Abgrenzung der Einheiten erfolgte daher auf Grund der Lithologie. Basische Metavulkanite, Metagabbros, Grungesteine, intermediäre Metavulkanite und untergeordnet Metapelite werden der Habach-Serie zugeordnet. Gesteine von überwiegend migmatischem oder Bändergneis-Gefüge werden als Altkristallin eingestuft. Da beide Serien intensiv miteinander verfaltet sind und zudem lithologische Ähnlichkeiten bestehen, ist eine Grenzziehung in Einzelfällen schwierig.

Ich möchte mich in der Nomenklatur nicht dem Vorschlag VAVRAS (1989) anschließen und den international bekannten Namen der Habach-Serie abschaffen. Vielmehr schlage ich vor, zur Erleichterung des Überblickes im Tauernfenster Metavulkanite und Metapelite im Hangenden der Zentralgneise und im Liegenden der Äußeren Schieferhülle einheitlich als Habach-Serie zu bezeichnen. Diese Definition von Kartiereinheiten erfolgt in Kenntnis der Tatsache, daß geochemische Untersuchungen divergierende Ergebnisse zur plattentektonischen Position der Metavulkanite ergeben haben (VAVRA, 1989; HÖLL 1977).

3.1.2.1. Altkristalline Gesteine des Penninikums

Die altkristallinen Gesteine überlagern die Zentralgneise (Abb. 4b). Die Lagerungsverhältnisse sind durch



Mikroskopische Untersuchungen zeigen, dass die Gesteine des Altkristallins aus Epidot-Plagioklas-Gneisen bestehen. Diese Gneise sind durch die Deformation stark plattiert und zeigen eine komplexe Foliation. Im Gegensatz dazu sind die migmatischen Plagioklas-Gneise des Altkristallins nicht gebändert. Die Mächtigkeit des Altkristallins variiert zwischen 0 und 300 Metern. Die Gesteine des Altkristallins sind als straff foliierte Bändergneise bekannt (Abb. 4c).

Nach den mikroskopischen Untersuchungen handelt es sich dabei um Epidot-Plagioklas-Gneise. Im Gegensatz zum Arbeitsgebiet sind die migmatischen Plagioklas-Gneise des Altkristallins an der Maltahochalmstraße nicht gebändert.

Abb. 4.
Zentralgneis und Altes Dach im Gelände.

- a) Intrusionsverband aus Zentralgneis (Augengneis 1) und migmatischem Altem Dach (feingebänderte Gneise 2) im Schwalbenfeld, 2300 m Höhe. Alle Kontakte erfuhren durch die Deformation eine starke Plattung.
- b) Stoder-Nordwand, vom Serzenmoos aus gesehen. Wandssockel aus Zentralgneisen (hell), überlagert von Altem Dach aus gebänderten Gneisen und Amphiboliten.
- c) Gebänderte Gneise des Alten Daches, Stoder-NE-Flanke.

die Intrusionsfolge und eine deutliche alpidische Deformationen recht komplex. Die Mächtigkeit des Altkristallins kann je nach betrachtetem Bereich zwischen 0–300 m schwanken.

Die Gesteine des Altkristallins wurden im Gelände als straff foliierte Bändergneise angesprochen (Abb. 4c).

Nach den mikroskopischen Untersuchungen handelt es sich dabei um Epidot-Plagioklas-Gneise. Im Gegensatz zum Arbeitsgebiet sind die migmatischen Plagioklas-Gneise des Altkristallins an der Maltahochalmstraße nicht gebändert.

Mikroskopie

Millimeter-große Feldspatblasten dominieren das Gefüge. Die Quarze sind meist feinkörnig, bereichsweise gehen sie in Bänderquarz über. Daneben sind Epidot (2 Generationen), Biotit, Amphibol und untergeordnet Muskovit vertreten. Besonders auffallend ist, daß die Granate als Einschlüsse innerhalb der Albitblasten liegen.

Deformation

Die Feldspäte zeigen Rekristallisationen. Das Gesamtgefüge ist durch Deformationen geprägt. Um die Feldspäte als rigide Körper bildet sich ein Schergefüge aus. Gleichkörnigere Bereiche zeigen ein ecc-Gefüge.

Probennummern

M19, 8837, 8942, 8943, 8947 migmatischer Plagioklasgneis.

Es bestehen petrographische Ähnlichkeiten zwischen den Epidot-Plagioklas-Gneisen und den Basisschiefern der Habach-Serie (GILG et al. 1989). Eine eindeutige Zuordnung der Gesteine zu einer der genannten Einheiten ist nicht möglich, da die Differenzierung von GILG et al. (1989) in tektonisch weniger deformierten Teilen des Tauernfensters auf Grund von Reliktgefügen erfolgte. Die starke Deformation im eigenen Arbeitsgebiet hat jedoch alle Gefüge überprägt, dadurch werden Rückschlüsse auf ein Primärgefüge sehr schwierig. Auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit zu den migmatischen Plagioklasgneisen von HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) und der geologischen Position oberhalb der Zentralgneise wurden die Epidot-Plagioklas-Gneise im Arbeitsgebiet zum Altkristallin gestellt.

3.1.2.2. Habach-Serie

Die Habach-Serie läßt sich vom Liegenden zum Hangenden gliedern in:

- basische Magmatite mit hellen Gneislagen
- Pyroxenite, Gabbros, Amphibolite und Prasinite
- Habachphyllite

Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt im Arbeitsgebiet ca. 100–300 m. In der Nomenklatur von EXNER wurden die Amphibolite und die damit vergesellschafteten Gesteine als Storz- und Kareck-Serie bezeichnet.

Allgemein handelt es sich bei diesen Abfolgen um Metavulkanite, die einem Backarc-Bereich (KRAIGER, 1989) und einem Inselbogen (KRAIGER, 1989; GILG et al., 1989; VAVRA, 1989) zugeordnet werden. Die gebänderten Amphibolite sind schwer von den altkristallinen Gesteinen zu unterscheiden (vgl. 3.1.2.1). Die Habachphyllite sind nur als ein wenige Meter mächtiger Horizont ausgebildet. Alle Einheiten können gelegentlich Granat führen.

Gneislagen in den gebänderten Amphiboliten

Es handelt sich im Arbeitsgebiet um cm- bis dm-mächtige leukokrate Lagen, die den Amphiboliten zwischengeschaltet sind.

Mikroskopie

Hauptbestandteil ist Plagioklas neben Epidot. Es wechseln epidotchloritreiche Lagen mit quarz-feldspatreichen Lagen ab. Die Feldspäte zeigen randlich symplektitische Verwachsungen. Amphibol, Biotit und Granat sind als Nebengemengteile vertreten.

Deformation

Die Quarze zeigen alle Deformationsstadien bis zur Rekristallisation, auch Zeilenquarze kommen vor. Die Feldspäte sind zum Teil zu einer Augenform überprägt oder zeigen Deformationszwillinge. Die hellen Metavulkanitlagen stellen in der verformungshärteren Amphibolit-Umgebung die bevorzugten Deformationshorizonte dar. Das Gefüge ist straff geschiefert, ecc-Strukturen treten auf.

Probennummern

M18, 8814, 8816, 8940, 8944.

Amphibolite

Das Gestein ist dunkelgrün gefärbt und zeigt trotz seiner massigen Ausbildung eine schwache Schieferung.

Mikroskopie

Hauptbestandteil sind verschiedene Generationen von Amphibolen (mindestens 2 Generationen, vgl. Kapitel 5.4). Ein grünblauer Amphibol (Aktinolith) überwiegt deutlich vor den anderen Mineralen. Altkörner mit einem dunklen, von submikroskopischem Pigment durchstäubten Kern (Amph I) mit grünem Anwachssaum (Amph II) sind immer wieder zu finden. Manche Amphibole sind randlich von Chlorit umgeben. Die Chloritisierung ist unterschiedlich weit fortgeschritten. Feldspat und Chlorit sind weitere Hauptbestandteile. Epidot und Biotit sind untergeordnet vertreten.

Deformation

Manche Amphibolite zeigen trotz ihrer Verformungshärte eine deutlich ausgeprägte Schieferung. In diesen Fällen ist auch die Chloritisierung der Amphibole und Biotite am weitesten fortgeschritten.

Probennummern

M17, 8817, 8815, R13, H10 granatführend, 8936, 8940 granatführend.

Meta-Gabbros und Meta-Pyroxenite

Mikroskopie

Amphibole zum Teil verschiedener Generationen, uralitische Hornblenden und Epidot sind die Hauptbestandteile. Als Nebenminerale sind Plagioklas, Erz, Biotit, Chlorit und Calcit vertreten. Bei der großen Menge der kleinen, ungeordneten Epidotkörnchen dürfte es sich um Pseudomorphosen nach anorthitreichem Plagioklas handeln.

Probennummern

9048, 8945.

Auf Grund des hypidiomorphen, sperrigen Gefüges und der geringen Einregelung der Minerale werden diese Gesteine je nach Menge an ehemaligem Plagioklasanteil, als Metamorphite eines mafischen bis ultramafischen Ausgangsmateriales (Gabbros, Pyroxenite ...) gedeutet.

Habachphyllite

Es werden darunter dunkle Phyllite zusammengefaßt, die durch eine Graphitpigmentierung schwarz gefärbt sind und einen seidigen Glanz besitzen. Weiterhin sind diese gekennzeichnet durch eine intensive Runzelung und ein knotiges Gefüge, das von Albitblasten verursacht wird. Bei EXNER werden diese Gesteine als jungpaläozoische Murtörl-Serie beschrieben.

An anderer Stelle werden die Amphibolite von Biotit-Glimmerschiefer überlagert. Das Gefüge ist ähnlich dünnblättrig, knotig und wellig, jedoch sind Biotit- und Muskovitblättchen auf den Schieferungsflächen zu erkennen. Der Graphitgehalt und das Blastengefüge treten deutlich zurück.

Mikroskopie

Das knotige Gefüge wird von Albitblasten mit graphitpigmentiertem Interngefüge gebildet (Abb. 26). Manche Feldspäte zeigen einen klaren Anwachssaum. Dazu gesellt sich vereinzelt Granat. Diese Blasten liegen in einer Matrix aus Quarz und Glimmermineralen (Muskovit und Chlorit). Biotit und Turmalin sind untergeordnet vertreten.

Deformation

Die Feldspatblasten haben ein altes, gefaltetes Schieferungsgefüge überwachsen. Es kann keine Verbindung zwischen dem si der Feldspäte und der bestehenden Schieferung festgestellt werden. Meist sind die Feldspäte zu einem symmetrischen Augengefüge mit Druckschattenhöfen überformt. Die Feldspatporphyroklasten werden von den Bruchflächen ausgehend granuliert. Die Phyllosilikate haben stets eine undulöse Auslöschung. Die Feldspatklasten werden von ecc-Gefügen umflossen. Die in seltenen Fällen erkennbaren asymmetrischen Druckschattenhöfe und ecc-Gefüge ergeben keinen einheitlichen Schersinn.

Probennummern

KA13, M14, 8811.

3.1.3. Äußere oder mesozoische Schieferhülle

Das Mesozoikum der Tauern wird nach EXNER (1953) und TOLLMANN (1963) unterteilt in paläogeographisch definierte Fazieszonen, die durch eine nachfolgende Einengungstektonik übereinander gestapelt wurden. Von Norden nach Süden folgen die Hochstegen-Fazies, Brennkogel-Fazies, Glockner-Fazies, Fuscher-Fazies und Klammkalk-Fazies nacheinander. Einzelnen Deckenkörpern soll nach bestehender Meinung ein spezieller Faziesbereich zugeordnet sein (z.B. Modereck-Decke mit Brennkogel-Fazies, Glockner-Decke mit Glockner-Fazies etc.).

Die Sedimente der Äußeren Schieferhülle meines Arbeitsgebietes sind von der faziiellen und lithologischen Stellung am ehesten der Glockner-Fazies zuzuordnen. Es können keinerlei Hinweise gefunden werden, die eine Zuordnung von Teilen der Bündner Schiefer zur Brennkogel-Fazies (Schwarzschiefer, Breccienlagen) zulassen würden.

3.1.3.1. Wustkogel-Serie

Es handelt sich bei dieser Abfolge um helle, massige Albitblastengneise, die mit hellen Quarzlagen verzahnt sind. Die Albitblastengneise haben ein körniges Aussehen. Diese Einheit bildet stets die Basis der darüber liegenden Bündner Schiefer und Prasinite. Die Wustkogel-Serie folgt im Arbeitsgebiet stets über der Habach-Serie. Es besteht damit möglicherweise ein Transgressionsverband zwischen dem Alten Dach und dem auflagernden Mesozoikum. Die Mächtigkeit der Wustkogel-Serie beträgt ca. 0–100 m. Bei EXNER (1971a, 1980a) wurden diese Gesteine als Schrovin-Serie bezeichnet.

Mikroskopie

Hauptbestandteil der Blastengneise sind Albit-Oligoklas, Quarz und Hellglimmer. Die Feldspäte haben zum Teil ein korngestütztes Gefüge. Im Gegensatz zu den Feldspatblasten der Habachphyllite fehlt diesen das graphitische Interngefüge. Jedoch sind die Blasten mit Mikrolithen der Epidotgruppe u.a. gespickt. Als dunkle Gemengteile sind Chlorit und Epidot vertreten. Die Quarzite führen auffällige Turmalinblasten von mehreren Zentimetern Länge, die durch nachfolgende Deformationen zerrissen wurden. Eine Einregelung der Turmaline konnte nicht festgestellt werden.

Deformation

Die Feldspatblasten sind zu Augen überprägt und zeigen Druckschattenhöfe. Das Gefüge wird durch die Blasten bestimmt. Die Schieferung schmiegt sich um die rigiden Feldspäte. Quarz ist rekristallisiert.

Probennummern

M11, M12, M13, 8835, T10.

Die Gesteine des Arbeitsgebietes entsprechen damit lithologisch folgender Definition nach FRASL (1958:348):

„... Die Wustkogel-Serie ist in der Hauptsache aus Sandsteinen, Arkosen und Tonschiefern entstanden und nur vereinzelt geröllführend. Charakteristisch ist der grünlichgraue bis weiße Farbton, während die graphitische Färbung ähnlicher Gesteine auf die Zugehörigkeit zur Habach-Serie oder zu den Bündner Schieferen schließen läßt.“

Wahrscheinlich liegt in der Wustkogel-Serie die metamorphe Ausbildung einer Schichtfolge vor, welche aus einem kontinentalen Perm (z.B. Grödner Sandstein) mit beträchtlicher Beteiligung von umgelagertem Porphyrmaterial besteht (FRASL, 1958).

3.1.3.2. Karbonatische Trias

Eine der Seidlwinkl-Trias des mittleren Tauernfensters gleichzusetzende karbonatische Trias tritt im Arbeitsgebiet stark zurück. Vereinzelt dünne weiße Mar-morlagen oberhalb der Wustkogel-Serie werden ihr zugeordnet. Es handelt sich dabei um keinen durchgehend verfolgbaren Horizont. Möglicherweise kann auch ein Teil der Scherspäne (vgl. Kapitel 3.1.3.5) der karbonatischen Trias zugeordnet werden.

Für die geringe Mächtigkeit der Trias kommen verschiedene Erklärungen in Betracht:

- Die Triassedimente waren primär geringmächtig oder fehlten partiell in einer Schwellenposition.
- Duktile Dehnung reduzierte und boudinierte die Karbonate in ihrer Mächtigkeit.
- Die Trias-Karbonate wurden bei den Stapelungsvorgängen tektonisch amputiert.

3.1.3.3. Bündner Schiefer

Zur Charakterisierung der Bündner Schiefer möchte ich die Beschreibung von CADISCH (1953) übernehmen. Die Bündner Schiefer umfassen eine bunte Folge von Tonschiefern, Kalkschiefern und Quarziten mit allen Übergängen zwischen diesen Gesteinen. Im eigenen Arbeitsgebiet sind dunkle Kalkglimmerschiefer und glimmerreiche Kalkmarmore die häufigsten Typen der Bündner Schiefer.

Mikroskopie

Calcit ist der Hauptbestandteil der Kalkglimmerschiefer. Quarz und Hellglimmer treten in jeweils wechselnden Anteilen hinzu. Feldspatblasten (Albit) können manchmal beobachtet werden. In manchen Schlifflagen konnten als dunkle Gemengteile Chlorit und Epidot gefunden werden.

Deformation

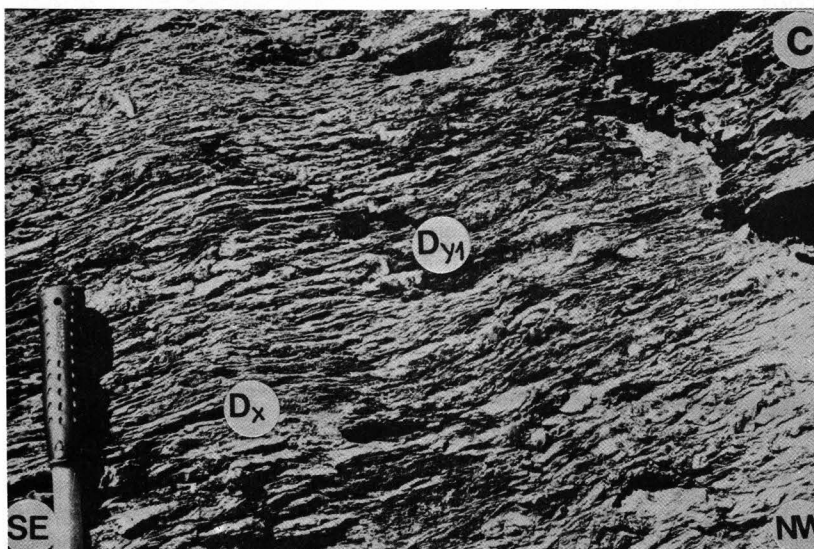
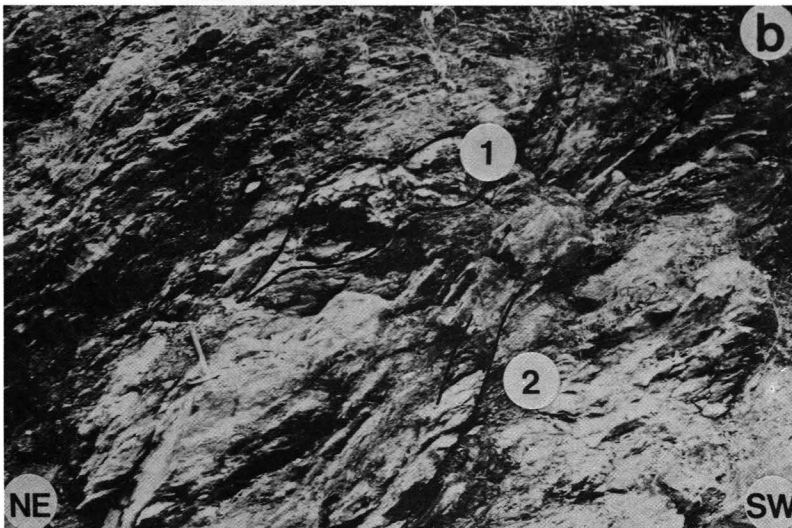
Die Kalkglimmerschiefer sind deutlich geschiefert und mindestens einmal eng gefaltet. Makroskopisch lassen sich häufig Scherbandgefüge erkennen, die sich auch in den Schlifflagen wiederfinden. Der Calcit hat eine deutliche Einregelung erfahren. Der Quarz ist meist rekristallisiert. Im Bereich von Deformationszonen sind vermehrt schwarze Phyllite zu beobachten: Entweder gingen diese durch Drucklösung und passive Anreicherung der organischen Substanz hervor, oder primäre Schwarzschieferlagen sind für Deformationsvorgänge besonders geeignet.

Probennummern

KA12, M10, 8808-10, 8812, R3, R4, 8839, A6, H9A, H11.

Als Sonderentwicklung wurde im südwestlichen Teil des Kartiergebietes eine enge Verzahnung von Kalkglimmerschiefern und Prasiniten festgestellt. Hier liegt eine Wechsellagerung der Grüngesteine mit den stärker glimmerbetonten, karbonatreichen Schwarzphylliten im dm- bis m-Bereich vor. Von MEYER (1977) wurde diese Abfolge als Bündner Schiefer in Brennkogel-Fazies interpretiert.

Es handelt sich bei den Bündner Schieferen um klastische Sedimente, die in einem Ozeanbecken oberhalb der ccd abgelagert wurden. Die meist dunkle Farbe der Abfolgen wird durch den Gehalt an organischer Substanz bewirkt. Die Bündner Schiefer im Arbeitsgebiet zeigen keine Spuren einer chaotischen Ablagerung wie z.B. Olisthostrome. Hinweise auf eine Ablagerung in einem tiefmarinen Bereich fehlen gänzlich. Eine Abschätzung der Mächtigkeiten der Bündner Schiefer fällt insofern schwer, da manche Bereiche intensiven eng bis isoklinal gefaltet sind (Abb. 5a) und damit eine scheinbare Erhöhung der Mächtigkeiten bewirkt wird. An anderen Orten scheint diese isoklinale Faltung zu fehlen, und es können nur Spuren von duktiler De-



3.1.3. Äußere oder mesozoische Schieferung
 Das Mesozoikum der Tauern wird nach TOLLMANN (1987) unterteilt in drei Untereinheiten, die durch eine Ebnungstektonik (Kleinverformung) von Norden nach Süden folgen: die Bündner Schiefer, die Glinckogel- und Klammeckel-Fazies (Klammeckel- und Klammeckel-Fazies, nachfolgend als Klammeckel-Fazies bezeichnet). Die Klammeckel-Fazies ist durch eine Schieferung (Schwarzschieferung) gekennzeichnet, die durch eine Deformation (D₁) entstanden ist. Die Schieferung der Bündner Schiefer ist von einer Deformation (D₂) entstanden, die im ersten der Glinckogel-Fazies eine Schieferung hervorbringt. Es können jedoch Hinweise darauf sein, dass eine Zurechnung von Teilen der Bündner Schiefer zur Klammeckel-Fazies (Schwarzschieferung) zulassen würden.

Die Bündner Schiefer sind ein Teil der Bündner Schiefer, die mit einer Schieferung (D₁) entstanden sind. Diese Schieferung ist durch eine Deformation (D₁) entstanden, die im ersten der Bündner Schiefer eine Schieferung hervorbringt. Es können jedoch Hinweise darauf sein, dass eine Zurechnung von Teilen der Bündner Schiefer zur Klammeckel-Fazies (Schwarzschieferung) zulassen würden.

Abb. 5.
 Gesteine am Rande des Tauernfensters im Gelände.
 a) Gefaltete Kalklimmerschiefer der Bündner Schiefer, sf 70/40, Achsenebene 55/55, Forststraße Sparberkopf 1445 m.
 b) Dolomitischer Scherspan (1) in Kalklimmerschiefer-Prasinit-Wechselfolge (= Bündner Schiefer), kataklastische Abschiebungen (2) 120/60; Aufschluß Fahrstraße zur Kohlmarhütte im Reinitzgraben, ca. 1280 m Höhe.
 c) Quarzphyllit des Ostalpins, mehrfach deformiert, sf 215/15, D_x = Quarzbänder, D_{y1} = Faltung der Quarzbänder; Aufschluß am Abzweiger der Liesertaler Bundesstraße nach Trebesing.

... wahrgenommen werden. Aus diesem Grund schwanken auch die in der Kartierung feststellbaren Mächtigkeiten. Die Mächtigkeit der Bündner Schiefer und Grünschiefer zusammengefasst, schätze ich im Arbeitsgebiet mit ca. 200–300 m ab.

3.1.3.4. Grünschiefer und Prasinite
 Es handelt sich bei den Grünschieferen des östlichen Tauernfensterrahmens um Metabasalte, Metatuffe und Metatuffite (HÖCK & MILLER, 1987). Die Vulkanite wurden gemeinsam mit den Bündner Schieferen in einem

Ozeanbecken abgelagert. Die Prasinite sind meist als Züge von mehreren Zehnermetern in den Bündner Schiefern eingelagert.

Die meist hellgrünen bis grasgrünen, massigen bis dünn-schichtigen Gesteine können mit Serizit-Chlorit-Schiefern oder dünnen Quarzitlagen durchzogen sein. Die meisten Vulkanite haben durch die Metamorphose einen prasinitischen Mineralbestand erhalten (Prasinit nach FRITSCH et al., 1967).

Mikroskopie

Hauptgemengteile der Prasinite sind Epidot, Chlorit, Albit und Hornblende in wechselnden Prozentsätzen. Calcit und Biotit kommen mitunter ebenfalls vor. Quarz und Hellglimmer dominieren in den dünn-schieferigen Lagen über Epidot und Albit.

Deformation

Die Feldspäte sind auch hier zu Augen überformt worden und haben meist Druckschattenhöfe aus Chlorit (keine einheitliche Scher- richtung!). Quarz hat meist suturierte Korngrenzen, z.T. kann Rekris- tallisation auftreten. Die Deformation ist je nach Schlift unterschied- lich entwickelt.

Probennummern

KA14, M13, 8813, H12, A5.

3.1.3.5. Scherspäne

Scherspäne unterschiedlicher Petrographie finden sich an der Grenze Penninikum - Ostalpin und inner- halb der Bündner Schiefer. Allen Scherspänen ist eine kräftige Breccierung und eine deutliche tektonische Überprägung gemeinsam.

Serpentinit

Der große Serpentinittkörper des Ebenwaldes ist in einzelne phacoidähnliche Bereiche zerlegt. Die Pha- coidflächen (= Bewegungsflächen) sind mit Talk belegt. Auf kleinen Klüftchen wächst Klufftchrysotil. Eine Aus- sage über die Lagerung ist an dem deformierten Ultra- basitkörper schwierig. Die lange Achse des Körpers ist der Schieferung der übrigen penninischen Abfolgen an- geglichen. Durch einen frischen Hangrutsch war im Lie- gendkontakt des Serpentinittkörpers ein stark defor- mierter Quarzit mit blaugrünen Kluffflächen aufge- schlossen.

Mikroskopie

Im Dünnschliff und Röntgendiffraktometer ließen sich nur Serpen- tin-Mineralie identifizieren. Formreilke ehemaliger Pyroxene konnten nicht ausgemacht werden. Als Opakerz ist vorwiegend Magnetit ver- treten. In den besonders kräftig deformierten Randbereichen ist der Serpentinittkörper in weiße und giftiggrüne bis blaugrüne, dünnplatti- ge Lagen zerlegt, die auf Grund von Röntgendiffraktometrie und Röntgenfluoreszenz-Analyse als Kaolinit mit Chrom- und Nickelmine- raleinlagerungen identifiziert werden konnten.

Probennummer

8801.

Karbonatgesteinsschollen

Die meisten der Meter- bis Zehnermeter-großen Kar- bonatgesteinsschollen bestehen aus dolomitischem Marmor (Abb. 5b). Die Dolomitschollen haben eine typi- sche Ockerfärbung und sind auf Grund ihres rigiden Verhaltens in cm-große Stückchen brecciiert. Diese Tatsache beruht auf dem spröden Deformationsverhal- ten von Dolomit unter grünschieferfaziellen Bedingun- gen in einer duktil deformierbaren Matrix (Bündner Schiefer). Calcitische Schollen wurden auf Grund ihres kristallplastischen Verhaltens bei niedrigen Druck- und Temperaturbedingungen nicht brecciiert. Kalkmarmor- Schollen treten deutlich weniger auf. Eine selten er- kennbare Feinlamellierung der Karbonate kann nicht zweifelsfrei als sedimentäres Gefüge identifiziert wer-

den. Die Karbonatgesteinsschollen können eingelagert sein in bzw. gemeinsam auftreten mit:

- Glimmerschiefern,
- Quarziten (vermutlich Permoskyth, ähnlich den Lantschfeld-Quarziten),
- deformierten Bündner Schiefern.

Mikroskopie eines calcitischen Scherspans

Große Calcitkristalle mit Zwillinglamellen sind in die Schieferung eingeregelt. Vereinzelt vertretene Quarzkörner sind rekristallisiert und Quarzlagen weisen Bänderquarz-Gefüge auf. Die Muskovite sind undulös. Epidot ist z.T. von Chlorit umgeben.

Probennummern

8802-8806, R3, R4.

Quarzite

Sie treten häufig gemeinsam mit Dolomitspänen auf. Auffallend ist ihre relative Dünnplattigkeit (cm-Bereich) und ihre weiße, manchmal leicht grünliche Färbung. Makroskopisch entsprechen sie gut dem Erscheinungs- bild der Lantschfeld-Quarzite (TOLLMANN, 1977).

Mikroskopie

Neben Quarz ist Hellglimmer, Chlorit und etwas Feldspat vertreten. Das Schliftgefüge kann als das eines hochduktile deformierten Myloni- tes beschrieben werden. Zeilenquarz-Gefüge bestimmen das Bild.

Probennummern

8807, R1, R2.

EXNER (1980a) ordnete die Scherspäne an der Grenze Penninikum/Ostalpin der unterostalpinen Tschaneck- Schollenzonen zu. Die restlichen Schollen innerhalb der Bündner Schiefer bezeichnete er als Triasschollen an der Basis der Kolmdecke.

3.2. Ostalpin

3.2.1. Serizit-Quarzite des Grenzbereichs Penninikum - Ostalpin

Die Serizit-Quarzite stellen eine Übergangszonen zwis- chen Ostalpin und Penninikum dar. Sie wurden dem Ostalpin zugeordnet, da sie manchenorts kontinuierlich in die Quarzphyllite des Ostalpins übergehen. Im Ge- gensatz zu den dünnplattigen, manchmal schwach grünlich schimmernden Quarziten, die den Scherspän- nen des Penninikums (vgl. 3.1.3.5.) zugeordnet wurden, fehlt diesen Gesteinen eine deutliche Beimengung von, oder Vergesellschaftung mit karbonatischem Material. Auf den Schieferungsflächen sind Hellglimmer ange- reichert. Häufig kann ein rostig-brauner Anflug festge- stellt werden, der auf zersetzte Fe-haltige Opakerze zurückgeht.

Mikroskopie

Die Quarze haben eine deutliche mylonitische Überprägung erfah- ren. Korngrenzenwanderung, Rekristallisation und Zeilenquarze be- stimmen das Bild. Hellglimmer und Chlorit sind zum überwiegenden Teil undulös auslöschend. Turmalin tritt als Akzessorium hinzu.

Probennummern

R5, T4.

3.2.2. Ostalpines Kristallin

3.2.2.1. Granat-Glimmerschiefer

Je nach Glimmergehalt haben die Gesteine eine silb- rig-graue bis weiße Farbe. Sie haben eine deutlich ent- wickelte Schieferung, die meist ein feingefältes älte- res Gefüge durchschneidet. Die Granate sind häufig schon makroskopisch zu erkennen.

Mikroskopie

Die granatführenden Glimmerschiefer haben sowohl Biotit oder Biotitrelikte, als auch Muskovit. Je nach Ausmaß der retrograden Metamorphose sind Granat und Biotit von Chlorit, Serizit und Eisenhydroxid oder Leukoxen zersetzt. Chlorit ist in fast allen Schlifften vertreten. Quarz ist neben den Glimmern der wichtigste Bestandteil der Glimmerschiefer. Feldspäte sind nur untergeordnet vertreten. Staurolith oder Staurolithformrelikte konnten entgegen EXNER (1980b) in keinem Schliff gefunden werden.

Deformation

Quarz zeigt in manchen Schlifften Spuren von Deformation (Subkornbildung, Korngrenzenwanderung). Der Granat ist häufig zerbrochen. Die meisten Granat-Glimmerschiefer weisen keine straffe Einregelung ihrer Minerale auf. Ein Teil der Granat-Glimmerschiefer (Profil Eisentratten 4.4.1.) zeigt, im Gegensatz zu dem meist retrograd überprägten Mineralbestand, gerade Korngrenzen und Gefüge eines statischen Kornwachstums.

Probennummern

KA6, KA7, 8858, M2, M3 8841, E11, E12, E13, E1, E2, E5, E6, L7, L8, L9, L11, H4, H5.

Im Gelände sind die Granat-Glimmerschiefer gelegentlich mit Glimmerschiefern ohne Granat vergesellschaftet. Bei Annäherung an die Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin nehmen die granatfreien Glimmerschiefer zu.

3.2.2.2. Glimmerschiefer

Die Farbe ist silbrig bis dunkelgrau. Diese Gesteine wurden mehrfach deformiert. Manche Glimmerschiefer haben eine bräunliche Farbe durch eine Imprägnierung mit Eisenhydroxiden, je nach Stadium der Diaphthorose bzw. Beteiligung von fluider Phase.

Mikroskopie

Chlorit und Hellglimmer bilden ein straffes Zeilengefüge, dazwischen liegen Bereiche mit Quarz und Feldspat (meist Albit). Biotit kann z.T. vertreten sein. Granat ist nur noch in stark zersetzter Form oder als Pseudomorphose untergeordnet zu finden.

Deformation

Eine pauschale Darstellung des Deformationsgrades ist für diese Gesteinsgruppe nicht möglich, da alle Übergänge von geringer Deformation bis zu einem mylonitischen Gefüge zu finden sind.

3.2.2.3. Katschberg-Quarzphyllite

In der Literatur werden diese Quarzphyllite als progressiv metamorphe Tonschiefer beschrieben und dem Unterostalpin (EXNER, 1953, 1954; NOWOTNY, 1976; SCHÖNLAUB et al., 1976) zugeordnet. Nur aus diesem Grund erfahren diese Quarzphyllite eine gesonderte Beschreibung. Die Katschberg-Quarzphyllite bilden die Matrix für die Lisabichl-Schollenzzone (SCHÖNLAUB et al., 1976). In die Marmore der Lisabichl Schollenzzone sind die Quarzphyllite durch Deformation hineingeknetet. Es handelt sich hierbei um stark silbrig-grau glänzende Schiefer mit unterschiedlichem Quarzgehalt.

Mikroskopie

Hellglimmer, Quarz und Feldspat in wechselnden Anteilen sind die Hauptkomponenten dieses Gesteins. In glimmerreichen Lagen können stets mehrere Generationen von Glimmer erkannt werden. Der Feldspat- und Quarzgehalt wechselt von Lage zu Lage. Der Anteil an dynamisch rekristallisiertem Quarz beherrscht das Schliffbild. Die Korngröße ist deutlich kleiner als in benachbarten Gesteinen.

Probennummern

KA4, KA5, KA11, KA9, KA8.

Nach EXNER (1954, 1980a) besteht das Problem, die progressiv metamorphen Katschberg-Quarzphyllite (Tonschieferabkömmlinge), von den diaphthoritischen Quarzphylliten zu unterscheiden. EXNER bemerkt:

„... die Grenzfläche zwischen diesen Quarzphyllittypen ist im 10 m- und 100 m-Bereich unscharf ...“

Eine makroskopische Unterscheidung von unterschiedlichen Quarzphyllittypen nach lithologischen Gesichtspunkten ist nicht möglich. Nur aus dem Dünnschliffprofil (vgl. 4.1, Abb. 8) ist eine kontinuierliche Entwicklung zwischen diaphthoritischen Glimmerschiefern und Katschberg-Quarzphyllit durch Reliktminerale und Gefüge (vgl. 8.3.) erkennbar. Die Quarzphyllite zeichnen sich durch einen hohen Gehalt an rekristallisiertem Quarz und Serizit, sowie durch kataklastisch deformierte Feldspäte aus (vgl. 4.1.). Die Kornverkleinerung durch dynamische Rekristallisation und Kataklase ergibt den phyllitischen Habitus, der EXNER zur Abtrennung vermeintlich prograd metamorpher Tonschiefer veranlaßte. Für die Gesteine in der Umgebung der Lisabichl-Schollenzzone, wird von mir der Begriff Katschberg-Quarzphyllit beibehalten, da in diesem Bereich die retrograde Kornverkleinerung besonders intensiv war.

3.2.2.4. Mylonitische Randfazies des ostalpinen Kristallins:

Quarzreiche Glimmerschiefer, Quarzphyllite, Quarzite

Die Gesteine sind silbrig-grau glänzend und z.T. mit ockerfarbenen bis bräunlichen Belägen überzogen. Sie sind deutlich geschiefert und meist von mürber Konsistenz. Ein Fischgrätmuster aus zwei sich überschneidenden Schieferungen und gefaltete Quarzkauern sind oft zu beobachten (Abb. 5c). Dieser Gesteinstypus geht fließend aus den vorher beschriebenen Schieferarten hervor. Sie finden sich in näherer Umgebung der Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum, können aber auch gelegentlich innerhalb der ostalpinen Schiefer auftreten. In der Umgebung des Katschberges sind diese Quarzphyllite von einer nachfolgenden Deformation geknickt und spröde gefaltet.

Mikroskopie

Die Gesteine bestehen fast ausschließlich aus Quarz und Hellglimmer. Feldspatporphyroklasten sind häufig vertreten. Die Schieferungsflächen sind mit Hellglimmer und Chlorit belegt und von Erzimprägnationen durchzogen. Bei den Erzimprägnationen handelt es sich oft um Eisenhydroxide und Leukoxen, dies legt eine Entstehung durch Zersatz von Biotit nahe. Granat ist, falls der Gesteinschemismus eine Granatblastese zugelassen hat, nur als Pseudomorphose erhalten.

Deformation

Die Feldspäte sind generell spröde deformiert. Das Quarzkorngefüge ist gekennzeichnet von Korngrößenreduktion. Dieses Gefüge wird überlagert durch Korngrenzenwanderung und Subkornbildung. In den Quarzphylliten fand eine mehrfache Rekristallisation und erneute Deformation der Quarzgefüge statt. Es wechseln Bereiche mit Rekristallisation und geringer nachfolgender Deformation mit Abschnitten intensiver Deformation nach der Kristallisation ab. Eine Angabe zur Anzahl der Umkristallisationen der Quarzgefüge ist daher nicht möglich. Darüber hinaus sind deutliche Hinweise auf Drucklösung erkennbar.

Aus den vorangegangenen Gesteinsbeschreibungen (3.2.3.2.-4.) wird erkennbar, daß keine tiefgreifenden petrographischen Unterschiede zwischen den einzelnen Einheiten bestehen. Vielmehr handelt es sich um kontinuierliche Übergänge zwischen den einzelnen Endgliedern. Die Katschberg-Quarzphyllite entsprechen der mylonitischen Randfazies des ostalpinen Kristallins. Damit gibt es vom Katschberg bis nördlich Spittal a. d. Drau keinen unterostalpinen Quarzphyllit. In den Kapiteln Profile (4.) und Quarzphyllit-Problematik (8.3.) wird nochmals auf Reliktgefüge und petrographische Gemeinsamkeiten hingewiesen.

4. Profile

Die Lage der einzelnen hier erläuterten Profile kann aus Abb. 1 entnommen werden. Die Profilbeschreibungen 5–8 (vgl. 4.4.–4.7.) müssen in Zusammenhang mit der geologischen Kartierung (Anhang I) und der abgedeckten geologischen Karte (Abb. 30) gesehen werden.

4.1. Profil 1: Katschbergsattel

Das Profil beginnt am westlichen Kareck-Kamm auf 2070 m Höhe mit granatführenden Schwarzschiefern (Habachphylliten, KA13), die Feldspäte mit graphitischem Interngefüge aufweisen. Das Interngefüge der Feldspäte hat keinerlei Beziehungen zur umgebenden Schieferung. Die Feldspäte zeigen zum Teil einen jungen klaren Anwachssaum und Spuren einer kataklastischen Deformation. Neben der dynamischen Rekristallisation von Quarz sind Drucklösungsgefüge parallel zum metamorphen Lagenbau erkennbar.

Überlagert werden die Blastenschiefer von grobkörnigen Prasiniten (KA14), in die Chlorit-Epidot-Lagen eingeschaltet sind. Die Epidotkristalle sind zweiphasig zonal aufgebaut. Kern und Rand können gut voneinander unterschieden werden. Der Mineralbestand aus Epidot-Chlorit-Biotit-Feldspat-Calcit zeigt nur geringe Spuren von Deformation.

In der Gantalscharte und ihrer Fortsetzung im Fallbach läuft eine nahezu N–S streichende, steilstehende, bruchhafte Störung, die eine Absenkung der E-Flanke zur Folge hat. Diese Beobachtung entspricht der von EXNER (1989).

Östlich der Gantalscharte wechsellagern Kalkglimmerschiefer (KA12 Liegendes) mit Prasiniten. Die Kalkglimmerschiefer zeigen ecc-Gefüge, die auf eine Abschiebung nach SE hinweisen. Der Calcit












zeigt Druckzwillinge. Bei Quarz tritt Korngrenzenwanderung und dynamische Rekristallisation auf.

Am Tschaneck-Gipfel und etwas östlich davon sind Dolomite und Quarzite der Tschaneck-Schollenzzone aufgeschlossen. Sie wird von EXNER (1989) dem Unterostalpin zugeordnet und stellt die Fortsetzung der Radstädter Tauern dar. Die Schollenzzone ist von Glimmerschiefern und Gneisen umgeben. Diese werden von mir auf Grund des Gefüges und der kontinuierlichen Korngrößenentwicklung (Abb. 8b,c) dem ostalpinen Kristallin zugeordnet. Die Schiefer weisen ein unruhiges Gefüge mit ost- und west-fallenden Schieferungsflächen auf (Abb. 7a).

Im südlichen Bereich des Tschaneck-Kammes stehen ostalpine Glimmerschiefer (KA1) an. Diese Schiefer sind isoklinal gefaltet mit einer W–E-streichenden Faltenachse (Abb. 7b, b₁-Achsen). Eine jüngere Deformation spiegelt sich in N–S-verlaufenden nahezu saiger stehenden Kluft-/Störungsflächen, mit Schlepplaltengefügen (Abb. 7b, b₂-Achsen, Abb. 36/4a) wieder. Die Schlepplaltachsen streichen N–S, die Faltengeometrie (Lang-Kurz-Beziehungen) weist auf eine Hebung der W-Flanke (Tauernfenster) und eine Absenkung des Ostalpins hin. Dieses Störungsmuster kann in den ostalpinen Schiefer noch häufiger beobachtet werden.

Die Schiefer an der Gamskogelhütte (KA2, KA3) sind von einem ruhigen Flächengefüge gekennzeichnet. Mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie konnte Paragonit nachgewiesen werden. Entlang einzelner Scherbahnen ist eine Kornverkleinerung durch dynamische Rekristallisation von Quarz zu beobachten. Als junge Gefügeprägung konnte eine Knickband-Deformation (Abb. 7b, b₂-Achsen) festgestellt werden. Die Feldspäte sind in die Schieferung eingeregelt; in ihren Druckschattenhöfen wachsen Chloritbärte. Den Feldspäten fehlt ein Interngefüge. Sie wurden nur kataklastisch deformiert.

LEGENDE zu den geologischen Profilen

-  Kalkglimmerschiefer, Bündner Schiefer
-  Prasinit, Grünschiefer, Serizit-Chloritschiefer
-  Serpentin" data-bbox="95 575 145 595"/> Kalkmarmor, Dolomitspan
-  Albitblastengneis/Quarzit
-  Schwarze Blastenschiefer, Biotitschiefer
-  Amphibolite, Metagabbros, saure Metavulkanite
-  Gebänderte Gneise, Migmatite
-  Quarzitische Gneise, Aplite
-  Zentralgneise/tonalitis" data-bbox="95 785 145 805"/> Quarzphyllit, Katschbergphyllit, diaphthoritische Glimmerschiefer, granatführende Glimmerschiefer und Gneise
-  Gesteinsgrenze
-  Störung sicher/vermutet

R8 Probennummern mit entsprechenden Probenahmestellen

Abb. 6.
Legende zu den geologischen Profilen der Abbildungen 8, 9, 11, 13, 14, 17, 19.

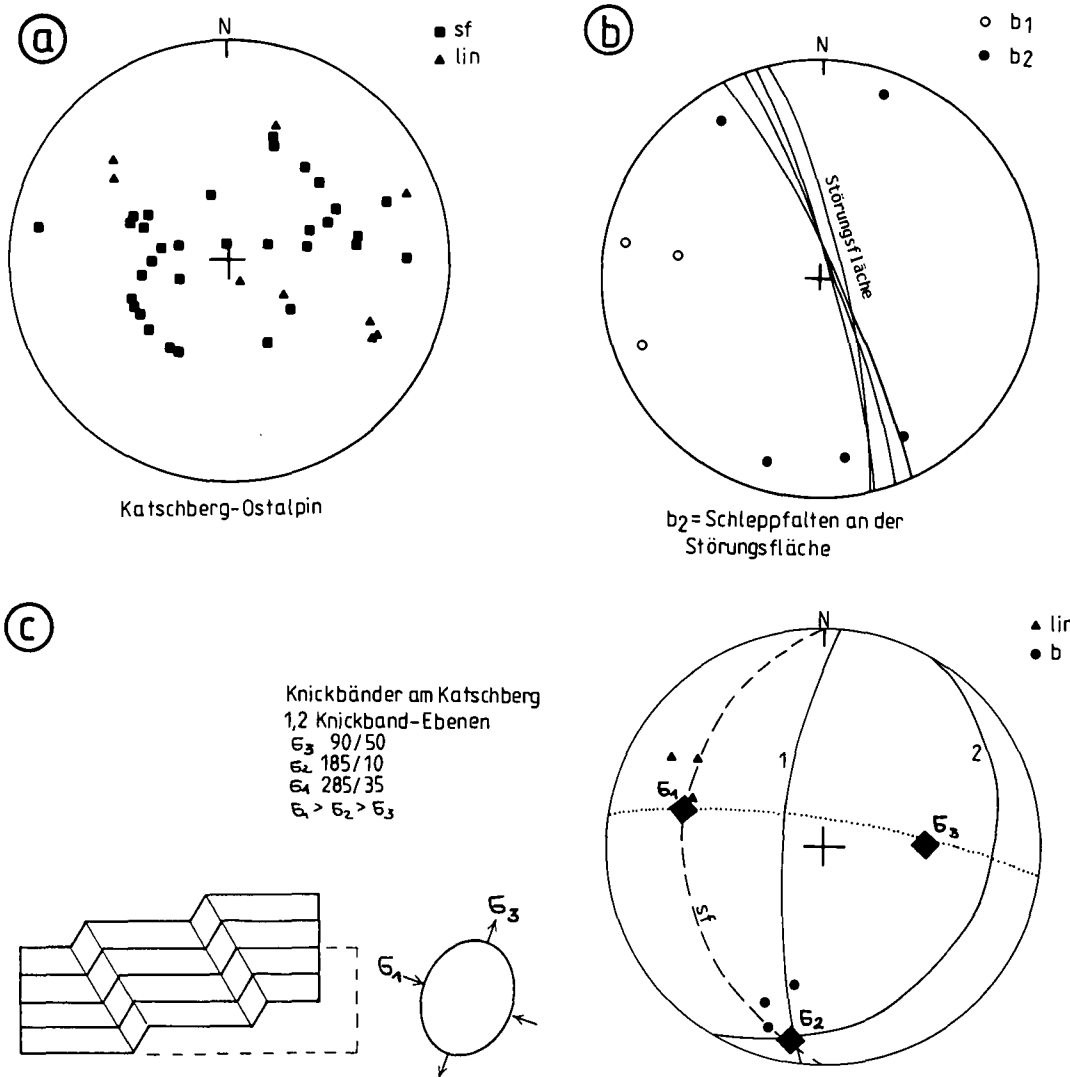


Abb. 7. Schmidtsche Netze (untere Lagenkugel) zu Profil 1. a) Streuung der Schieferung im Ostalpin. b) Auswertung der Schlepplalten im Bereich von KA1 und Knickbänder von KA2. c) Knickbandauswertung im Bereich KA11. Die Hauptnormalspannung σ_1 wirkte nahezu W-E (285/35.). Die schematische Skizze dokumentiert, daß bei einer Einengung schräg zu einer bestehenden Anisotropie meist nur ein Knickband-System entwickelt wird.

Die Katschberg-Quarzphyllite (KA5) in der Nachbarschaft zur Lisabichl-Karbonataufschlüssen (KA10) haben einen großen Anteil an rekristallisiertem Quarz. Quarzbandgefüge dominieren das Gefügebild. Quarz und Glimmer erfuhren im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Schiefen eine deutliche duktile Korngrößenreduktion. (Abb. 8c). Diese Phyllonite sind mit den Karbonaten an manchen Stellen innig verknüpft. An der Aufschlußwand hinter dem Hotel Hubertus stehen dunkelgraue, silbrig glänzende, geknickte Phyllonite (KA11) an. Auf den geknickten Schieferflächen ist eine Lineation (300/20) ausgebildet (Abb. 38c). Knickband-Paare und Faltenauswertung aus der Umgebung (Forststraße Saraberg-Katschberg) ergaben bei der Deformationsanalyse eine W-E-Einengung im Bereich des Katschbergs (Abb. 7c) (siehe Kapitel 7.). Die Phyllonite am Aineck-Hangfuß sind quarzreich, stark gewellt, intensiv verfaultet und führen bis zu mehrere mm-große Pyrite (KA8, KA9). Auch diese Aufschlüsse sind von einer kräftigen Knickfaltenbildung überprägt.

An der Aineck-Skipiste stehen stark verquetschte und im mm-Bereich gefaltete Granat-Glimmerschiefer (KA6, KA7) an. Die Korngefüge sind nur wenig eingeregelt. Die Granat-Glimmerschiefer zeigen eine deutliche retrograde Überprägung mit der Bildung von Chlorit (bereits wieder gefaltet), Serizit und Eisenhydroxiden. Die Quarzkorngefüge sind deutlich gröber als bei den vorher beschriebenen Gesteinen (Abb. 8c).

Zusammenfassung

Am Katschberg-Sattel sind die ostalpinen Quarzphyllite durch eine intensive Knickbanddeformation überprägt worden. Sie deutet auf eine Einengung in E-W-Richtung hin. Im Bereich der Lisabichl-Schollenzzone kann eine duktile Korngrößenreduktion festgestellt werden, die den phyllitartigen Habitus dieser Gesteine ausmacht. An Bruchsystemen wurde das Tauernfenster herausgehoben und das Ostalpin ab-

gesenkt. Die Quarzite und Karbonate der Tschaneck-Schollenzzone markieren den Grenzbereich zwischen Ostalpin und Penninikum.

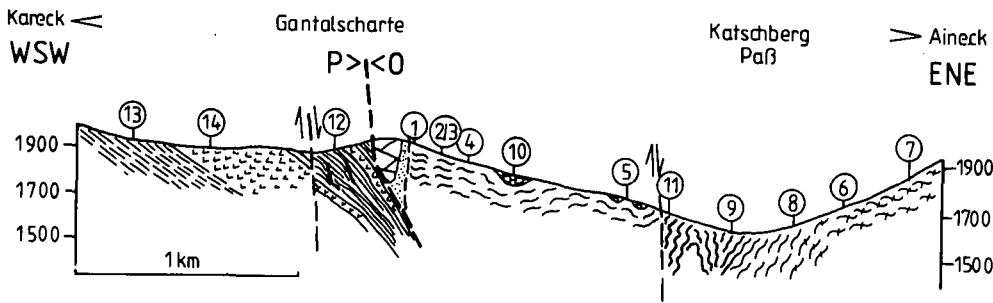
4.2. Profil 2 und 3: Wirnsberg und Torscharte

Das Profil 2 (vgl. Abb. 1) beginnt im Wolfsbach und endet in der Ortschaft Wirnsberg südlich von Rennweg. Bei den aufgeschlossenen Gesteinen handelt sich um Glimmerschiefer und Granat-Glimmerschiefer. An mikroskopischen Deformationsgefügen konnten eine Suturierung der Quarzkorngrößen, Undulation und Deformationsbänder festgestellt werden. Die Feldspäte wurden zum überwiegenden Teil kataklastisch überprägt. Im übrigen sind die Schiefer retrograd umkristallisiert (Chloritisierung, Eisenhydroxide, ...) und wenig deformiert, was aus geraden Korngrenzen und isometrischen Korngefügen abzuleiten ist.

Das Profil 3 (vgl. Abb. 1) beginnt in der Torscharte und endet am Stubeckgipfel. Das Ostalpin besteht dort aus quarzbetonten Gneisen oder quarzitischen Glimmerschiefern, stets ist eine isoklinale Faltung (zum Teil mehrphasig) zu erkennen. Im Schliiff überwiegt ein gleichkörniges, xenomorphes Korngefüge ohne straffe Einregelung der Minerale. Die Quarze löschen undulös aus und weisen vereinzelt eine beginnende Subkornbildung auf. Generell kann eine Eisenhydroxid-imprägnation der Schliiffe festgestellt werden.

4.3. Profil 4: Maltaberg und Krainberg

Das Profil beginnt im Westen in den Zentralgneisen des Feistrzbaches. Es handelt sich bei den angetroffenen Gesteinen vorwiegend um Augengneise (M20, M21, Ko) die vereinzelt einen Schersinn mit Top nach SE aufweisen. Die Augen werden von Kalifeldspäten gebildet. Die Plagioklaskomponente besteht zum überwiegenden Teil aus



	Penninikum > <			Ostalpin									
	KA13	KA14	KA12	KA1	KA2	KA3	KA4	KA5	KA11	KA9	KA8	KA6	KA7
Granat													
Biotit													
Chlorit													
Paragonit													
diaphth.													
Fsp, trüb													
Fsp, klar													
Qz, kalt													
Qz, rekr.													
ecc													
Drucklösung													

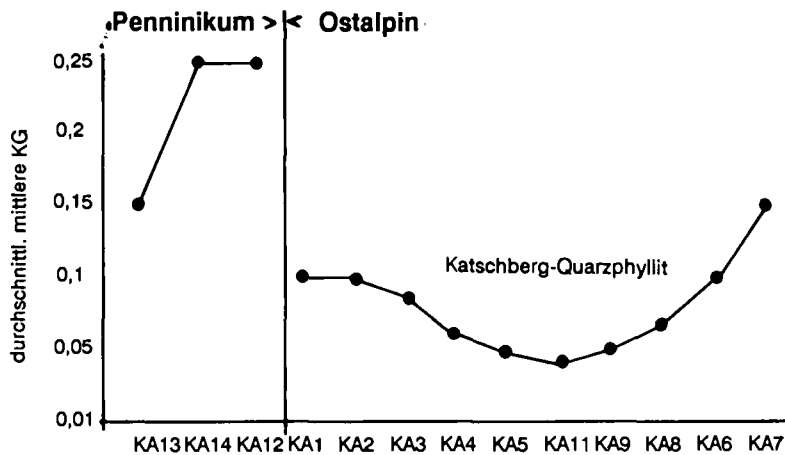


Abb. 8.
 a) Geologisches Profil mit Probenahme Punkten.
 b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen.
 c) Durchschnittliche mittlere Korngröße in mm im Schlift zur Dokumentation der Korngrößenentwicklung. Die Katschberg-Quarzphyllite zeichnen sich durch eine deutliche Korngrößenverkleinerung aus.

Albit. Die Feldspäte sind randlich symplektitisch mit Quarz verwachsen. Granat ist klein (vgl. 5.3.2., 5.3.3.), und erst im Rasterelektronenmikroskop zeigt sich sein idiomorpher Habitus. Die Quarzgefüge schmiegen sich um die großen Feldspäte und bilden dabei Bänderquarze oder sie sind bereits isogranular rekristallisiert.

Die Augengneise im Grenzbereich Altes Dach – Zentralgneis (M19) haben eine dunkle, feinkörnige Matrix, die aus Epidot, Biotit und Titanit zusammengesetzt ist. Die Feldspat-Augen bestehen zum größten Teil aus Plagioklasen, die reich mit Epidot gefüllt sind. Ihre polysynthetischen Zwillinglamellen sind meist erhalten. Auf Grund des Fehlens von Kalifeldspat handelt es sich hier um ein deformiertes Tiefengestein mit tonalitischer Zusammensetzung. Das Gefüge ist straff geregelt und als mylonitisch zu bezeichnen.

Die Gesteine des Alten Daches bestehen aus Amphiboliten (M17), sauren Metavulkanitlagen (M18, M16, M15) und Habachphylliten (M14). Die Metavulkanite sind bereichsweise zu Serizit-Chlorit-Schiefern zerschert. Eine Hell-Dunkel-Bänderung zwischen Gneisen und Amphiboliten ist möglich. Die Feldspatblasten der Gneise sind schwach gefüllt, und randlich von neugesproßten Quarz- und Albitkörnern umgeben. Manche Feldspäte sind von Rissen durchzogen, was als Hinweis auf eine beginnende Kataklyse gewertet wird. Der Lagenbau ist von Scherbandgefügen zerschnitten. Nach SE-abschiebende Flächen sind in den kompakten Gneisen als Klufflächen mit geschleppter Schieferung ausgebildet (Abb. 10c). Die großen Hornblende-Individuen werden von Heliglimmern zersetzt.

Über den Habachphylliten folgen Blastengneise (M11, M12, M13). Auf Grund der petrographisch-stratigraphischen Serienabfolge werden diese bereits zur Wustkogel-Serie gezählt. Quarzitlagen sind in metergroße Boudins zerlegt. Die Feldspäte sind spröde deformiert und die Risse durch Quarzrekristallit oder Calcit verfüllt. Das Gefüge ist

gekennzeichnet von Feldspat-Klasten und Augen, die in einer duktil zerkleinerten Grundmasse (Protomyonit-Augenmylonit) liegen. Der Übergang der Kalkglimmerschiefer in die Wustkogel-Serie ist intensiv zerschert und entlang der Maltabergstraße als Wechsellagerung von Serizit-Quarzit-Schiefern und Kalk-/Schwarzschiefern ausgebildet (siehe dazu EXNER, 1980a:379). Die Kalkglimmerschiefer (M10) und Prasinite entsprechen vom Gefüge und Deformationszustand den zuvor beschriebenen Gesteinen.

Durch eine steilstehende, kataklastische Störung (NNE-SSW-streichend) werden die Abfolgen des Penninikums von den ostalpinen Schieferungen getrennt. Ein Bewegungssinn war nicht feststellbar.

Die Proben M9, M8 und M4 haben eine offene Faltung (Abb. 10c, b1-Achsen) und eine nur geringe Einregelung der Minerale gemeinsam. Biotit ist erhalten und die Feldspäte sind kataklastisch deformiert. Das Zerreibungsprodukt ist als "Mörte!" zwischen den Klasten eingelagert. Der überwiegende Teil der Gefüge ist nicht eingeregelt. Im Aufschluß lassen alle Proben Spuren einer mehrfachen Deformation erkennen. Der Aufschluß M8 wird durch eine flache Bewegungsbahn (90/30) zerschnitten (Abb. 10d). Die Schieferungsflächen werden an der Bewegungsfläche geschleppt und das umliegende Gestein in Phacole zerlegt. Der Bewegungssinn weist auf Grund der Schlepplagengefüge in der Hangendscholle nach Westen.

Im Schrimmbach folgt eine weitere steilstehende Störung mit einer intensiven Kataklyse des Ostalpins. Durch Schlepplagengefüge im Schrimmbach kann auf eine Hebung der Westflanke (Penninikum) und Absenkung des Ostalpins geschlossen werden. Die Glimmerschiefer lassen sich in kataklastische Partien (8821, 8820, M7), geschonte Lagen (8819, M5, M6) und diaphthoritische Glimmerschiefer (M3, M2, M1) unterteilen. Die kataklastische Randfazies der kristallinen Schiefer befindet sich auf einer Höhe von ca. 900–1100 m im

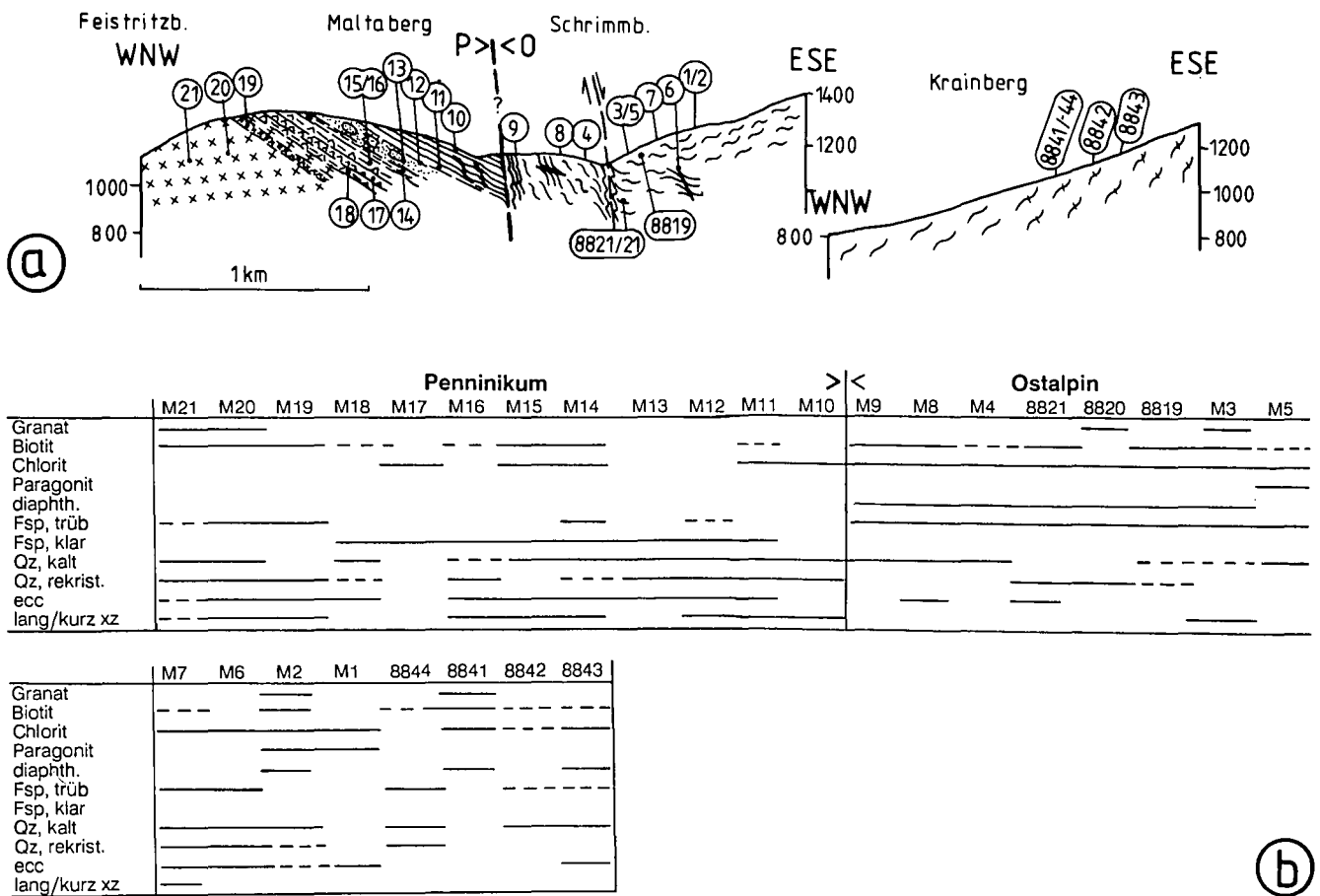


Abb. 9.
 Profil 4: Maltaberg und Krainberg.
 a) Geologisches Profil und Probenahmepunkte.
 b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen; Nähere Erläuterungen siehe Text.

Schrimmbach und an der Straße zum Gigler. Ihr Mineralbestand ist wenig eingeregelt. Die diaphthoritischen Glimmerschiefer weisen deutlich auf ihr Edukt vor der Deformation und der retrograden Metamorphose hin.

Um sicherzugehen, daß in diesem Profil die Granat-Glimmerschiefer des ostalpinen Kristallins erreicht werden, wurde das Profil am Krainberg bei Hilpersdorf ergänzt (8841-8844). Die Glimmerschiefer variieren dort in ihrer Ausbildung ähnlich wie am Maltaberg. Die Lagerungsverhältnisse der Glimmerschiefer sind nicht einheitlich. Die Schieferungsflächen können nach NW und SE einfallen (Abb. 10a).

Zusammenfassung

Das Profil lieferte Erkenntnisse über die Abfolge der straff foliierten, penninischen Gesteine. In den Zentralgneisen wurde Granat vermutlich alpidischen Alters gefunden. Die Begrenzung Penninikum-Ostalpin wird von einer steilstehenden Störung gebildet. Diese wird von einer weiteren abschiebenden Störung begleitet. Petrographie und Gefügeentwicklung liefern keine Hinweise für die Existenz der Katschberg-Quarzphyllite, wie sie bei EXNER (1980a) beschrieben wurden, da keine entscheidenden Unterschiede zwischen den vermeintlichen Katschberg-Quarzphylliten und den diaphthoritischen Quarzphylliten existieren.

4.4. Profil 5: Liesertal

4.4.1. Liesertal: Eisentratten – Gmünd

Die Profilaufnahmen wurde bei Leoben im Liesertal begonnen. Es handelt sich dabei um feinkörnige, quarzreiche Granat-Glimmerschiefer mit mm-großen Glimmerschüppchen (E11). Das Gefüge ist makroskopisch eng gefaltet (Abb. 12b). Die Minerale sind schwach eingeregelt und haben eine polygonale Textur, die auf die alpidische Metamorphose zurückgeführt wird (vgl. 5.3.). Die letzte Metamorphose ließ Granat mit einer Grossularkomponente in Feldspäten spro-

sen (vgl. 5.2.). Durch eine übergreifende Probenahme auf den Untersuchungsbereich von SCHIMANA (1986) war es möglich, für dieses Profil bestehende Druck-, Temperaturdaten und Altersdatierungen zu nutzen. Es wurde dadurch möglich, die Kristallisations- und Deformationsgefüge zeitlich übersichtsmäßig zuzuordnen. Selten sind alte Feldspatrelikte noch unter großen Serizitscheiten und Granat auszumachen. Die grobkörnige Granat-Glimmerschiefer von E13 und E1 wechsellagern mit quarz-feldspatreichen Gesteinen. Um die Granate sind symmetrische Druckschattenhöfe ausgebildet. Beide Proben haben Pseudomorphosen, die mit Serizit, Erz und Feldspat gefüllt sind. Da keine Relikte des Ausgangsminerales erhalten sind, möchte ich keine Mutmaßungen über das verdrängte Mineral machen. U.d.M. zeigt sich, daß die Deformationsintensität im Profil von N nach S langsam zunimmt (Abb. 11b,c). Die Quarzkorngefüge zeigen undulöse Auslöschung und erste Anzeichen einer Korngrenzenwanderung. Chlorit wird geknickt. Die quarz-feldspatreichen Lagen (E2) besitzen nur kleinen, zonargebauten Granat (vgl. 5.2.).

Die Quarzphyllite der Proben E3 und E4 führen keinen Granat. Biotit und größere Glimmerindividuen fehlen. U.d.M. läßt sich erkennen, daß Quarz vereinzelt Kleinwinkelkorngrenzen und erste Rekrystallisationskörner ausgebildet hat. Die Glimmer wurden zum Teil geknickt, zum Teil zeigen sie nur eine undulöse Auslöschung. Neben Albit ist Kalifeldspat vertreten, beide Feldspäte sind durch Deformation zu Linsen überprägt worden. Bei der Probe E4 kann eine signifikante Korngrößenverkleinerung (Abb. 11c) festgestellt werden. Diese Tatsache wird als Hinweis auf eine intrakristalline Scherzone gewertet. Die prägende alpidische Schieferung ist offen gefaltet.

Stark geknitterte Phyllonite mit engständigem Schieferungsgefüge (E5, E6) und relativ kleinen Korngrößen wechsellagern mit gröberkörnigen Granat-Glimmerschiefern. Quarzrekrystallit bestimmt das Gefüge mit. Die Granate sind stark zersetzt und nur noch in Relikten erhalten (Abb. 24b, vgl. 5.2). Entlang der Schieferung fand eine mechanische Zerkleinerung von Turmalin, Feldspat und Glimmer statt. In diesen Lagen kann eine besondere Anreicherung von Eisenhydroxiden festgestellt werden (Abb. 45c). Das Gefüge ist straff geregelt und

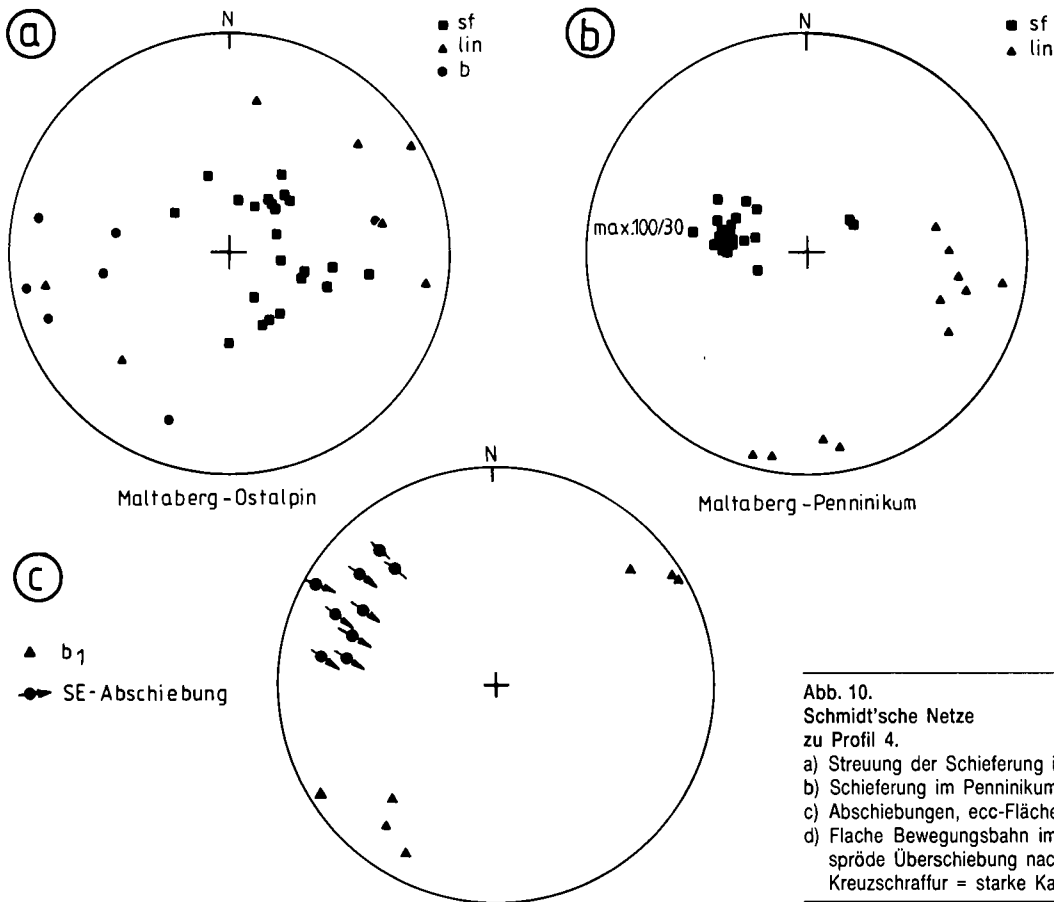
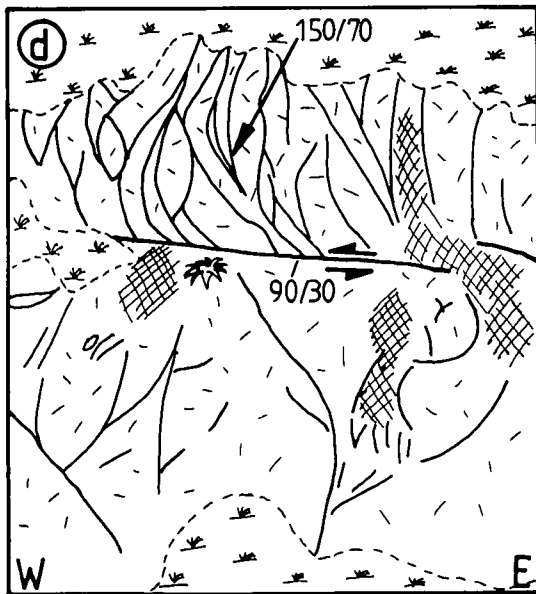


Abb. 10.
Schmidt'sche Netze
zu Profil 4.
a) Streuung der Schieferung im metamorphen Ostalpin.
b) Schieferung im Penninikum.
c) Abschiebungen, ecc-Flächen und b-Achsen im Penninikum.
d) Flache Bewegungsbahn im Ostalpin in der Umgebung M8, spröde Überschiebung nach Westen.
Kreuzschraffur = starke Katakklase.



z.T. von Scherbändern zerschnitten. Grobkörnige Glimmerschiefer mit einer weitständigen Schieferung und einer braunen, leicht zergroßenden Oberfläche (E7) führen zersetzten Granat. Hier sind zum ersten Mal reliktsche Glimmerbögen einer früheren gefalteten Schieferung erkennbar. Quarzreiche Glimmerschiefer (E9, E8) sind durch ein straffes Zeilengefüge mit Bänderquarzen gekennzeichnet. Eine Drucklösung der Quarzzeiten zwischen den geknickten Phyllosilikaten ist häufig. Quarzrekristallisation stellt einen bedeutenden Anteil am Gestein dar (Abb. 11c). Die Feldspäte von E8 sind getrübt und haben neben feinen Erzeinschlüssen ein Interngefüge, dessen Orientierung keinerlei Beziehungen zur bestehenden Schieferung aufweist. Die Feldspäte wurden mechanisch deformiert (z.B. Risse, Undulation etc.). Die auffallende Korngrößenverkleinerung (Abb. 11c) bei den Proben E4-E7 wird als intrakristalline Scherzone gewertet.

Folgende Kristallisations-Deformationsabfolge läßt sich für das ostalpine Kristallin erkennen:

- D_x = Schieferung sf_x mit syn-postkinematischer Metamorphose, die eine Kristallisation von Granat und Feldspat zur Folge hatte. Vermutete Entstehungszeit: variszische Orogenese.
- D_{y1} = Faltung der Schieferung von D_x , b_{x1} . Als Indiz dienen die reliktschen Glimmerbögen zwischen der prägenden Schieferung und die isoklinalen Falten. In Folge dieser Deformation kommt es zur Ausbildung der prägenden Schieferung sf_y (Abb. 37). Syn-postkinematisch schließt an diesen Deformationsakt eine Metamorphose M_y an. Diese führte zur erneuten Granat- und Feldspatblastese (z.T. mit Druckschattenhöfen) und hinterließ nur reliktsche Feldspäte von M_x . Der Entstehungszeitpunkt, durch radiometrische Altersdatierung bestimmt (SCHIMANA, 1986), wird als altpaläozoisch angegeben.
- D_{y2} = Synkinematische, retrograde Metamorphose. Sie bewirkte eine umfangreiche Kornverkleinerung auf intrakristallinen Scherbahnen, Chloritisierung und einen Zersetz der Minerale (Biotit, Feldspat) (vgl. Kapitel 8.3.1.). Vermuteter Entstehungszeitpunkt ist die jungpaläozoische Phase der alpinen Orogenese (vermutlich jünger als 20 Ma).
- D_{y3} = Kaltdeformation und Katakklase

Zusammenfassung

Es liegt eine Entwicklungsreihe von den wenig deformierten, alpidisch kristallisierten Granat-Glimmerschiefern hin zu deformierten, quarzreichen Phylloniten vor. Anhand der Korngrößenverteilung der Glimmer und der durchschnittlichen Matrixkorngröße lassen sich intrakristalline Scherbahnen nachweisen. Zersetzte Granate und kataklastisch deformierte Feldspäte, sowie die Gefüge der Mehrfachdeformation lassen erkennen, daß das Edukt dem ostalpinen Kristallin zugeordnet werden kann.

4.4.2. Liesertal: Gmünd – Steinbrückenbach

Das Profil von Eisentratten findet seine Fortsetzung unterhalb des Autobahnviaduktes etwa 1 km südlich von Gmünd und endet an der Römerstraße im Steinbrückenbach ca. 1 km südlich der Ortschaft Altersberg. Dieses Profil wurde entlang der Liesertaler Bundesstraße aufgenommen und beprobt. Es sind dort ostalpine Schiefer aufge-

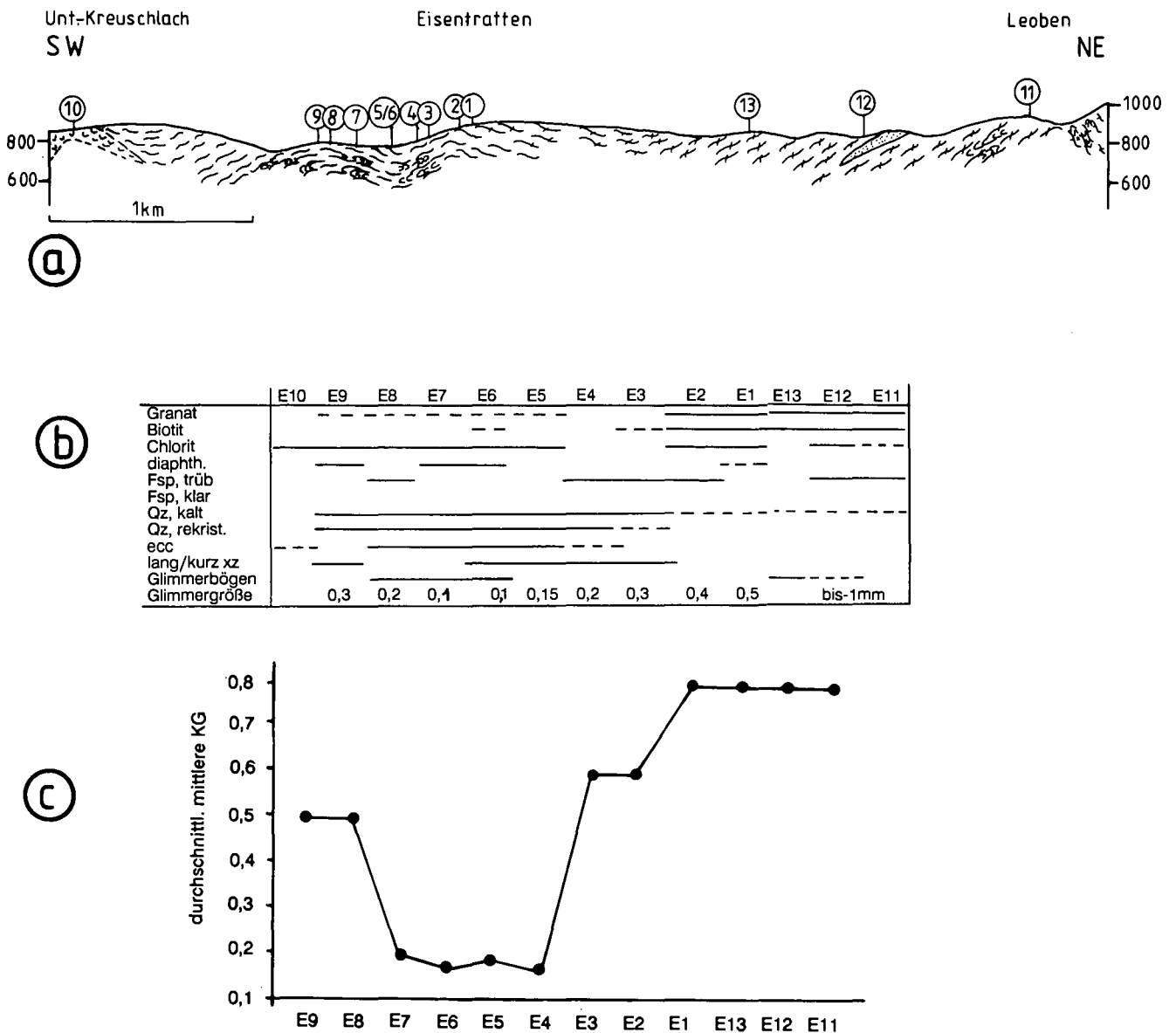


Abb. 11.

Profil 5: Eisentratten.

a) Geologisches Profil mit Probenahmepunkten.

b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen.

c) Durchschnittliche mittlere Matrixkorngröße (mm) im Schriff. Mit der drastischen Korngrößenverkleinerung im ostalpinen Kristallin zeichnet sich eine intrakristalline Scherbahn ab, die makroskopisch durch einen phyllitischen Habitus ausgezeichnet ist.

geschlossen. Bei EXNER (1980a) werden die Gesteine in diaphthorische Quarzphyllite der Katschberg-Zone und ostalpines Kristallin unterteilt. SCHIMANA (1986) gliedert die Schiefer in die Priedröf Serie und die Radentheiner Serie. Mikroskopisch handelt es sich um unterschiedlich stark deformierte und verschieden stark retrograd metamorphe Glimmerschiefer. Alte Glimmerbögen sind reliktsch zwischen den neuen Schieferungsflächen erhalten geblieben und weisen neben den gefalteten Quarzknauren auf Mehrfachdeformation hin. Neben Gefügen der Kaltverformung von Quarz wie undulöse Auslöschung, Korngrenzenwanderung und Böhmsche Lamellen tritt in Lagen auch Rekristallisation auf. Die Feldspäte sind im Zuge der Kaltdeformation in ihrem Gitter zerknickt und randlich zugerundet. Aus Quarz- und Feldspatbruchstücken, die in einer feinschuppigen Matrix aus Chlorit und Serizit schwimmen, bauen sich die feinkörnigen Deformationszonen auf. Entlang dieser Zonen werden bevorzugt Eisenhydroxide und Fe-Mg-Karbonate angereichert. Mittels Röntgendiffraktometrie konnte hydrothermal gesproßter Kaolinit gefunden werden.

An kataklastischen Störungszonen ist eine Anreicherung von Feldspatklasten zu beobachten. Auch im Liesertal sind deutlich Spuren einer Knickband-Deformation erkennbar (Abb. 12d). Entlang des Profiles nach Süden ist eine Zunahme von Granatrelikten und eine Zunahme der Glimmerkorngröße feststellbar (Abb. 13b). Eine Untertei-

lung in eine nördliche Priedröf Serie (mehrfach deformiert) und eine südliche Radentheiner Serie (einfach deformiert) im Sinne von SCHIMANA (1986) kann auf Grund der eigenen Indizien nicht nachvollzogen werden.

Zusammenfassung:

Dieser Profiltteil beinhaltet eine Fortsetzung der Gefügeentwicklung von 4.4.1. Es handelt sich im Liesertal um ein einheitliches Profil mit Gefügen der Mehrfachdeformation, mit Feldspatklasten, Granatpseudomorphosen und -relikten. Im Südteil des Profiles sind primäre Gefüge (Granat, Glimmerbögen etc.) besser erhalten. Eine Unterteilung in Priedröf und Radentheiner Serie nach SCHIMANA (1986) kann nicht bestätigt werden.

4.5. Profil 6: Radlgraben und Umgebung

Das Profil (Abb. 1) wurde am Maißbach in den Zentralgneisen (R14, R15) begonnen. An der Zlattingalm sind quarzbetonte Abfolgen in den Zentralgneisen eingelagert, die sowohl als aplitische Apophysen, als auch als Paraabfolge gedeutet werden können. Die Kartierung ergab als geologische Großstruktur eine enge bis isoklinale Faltung

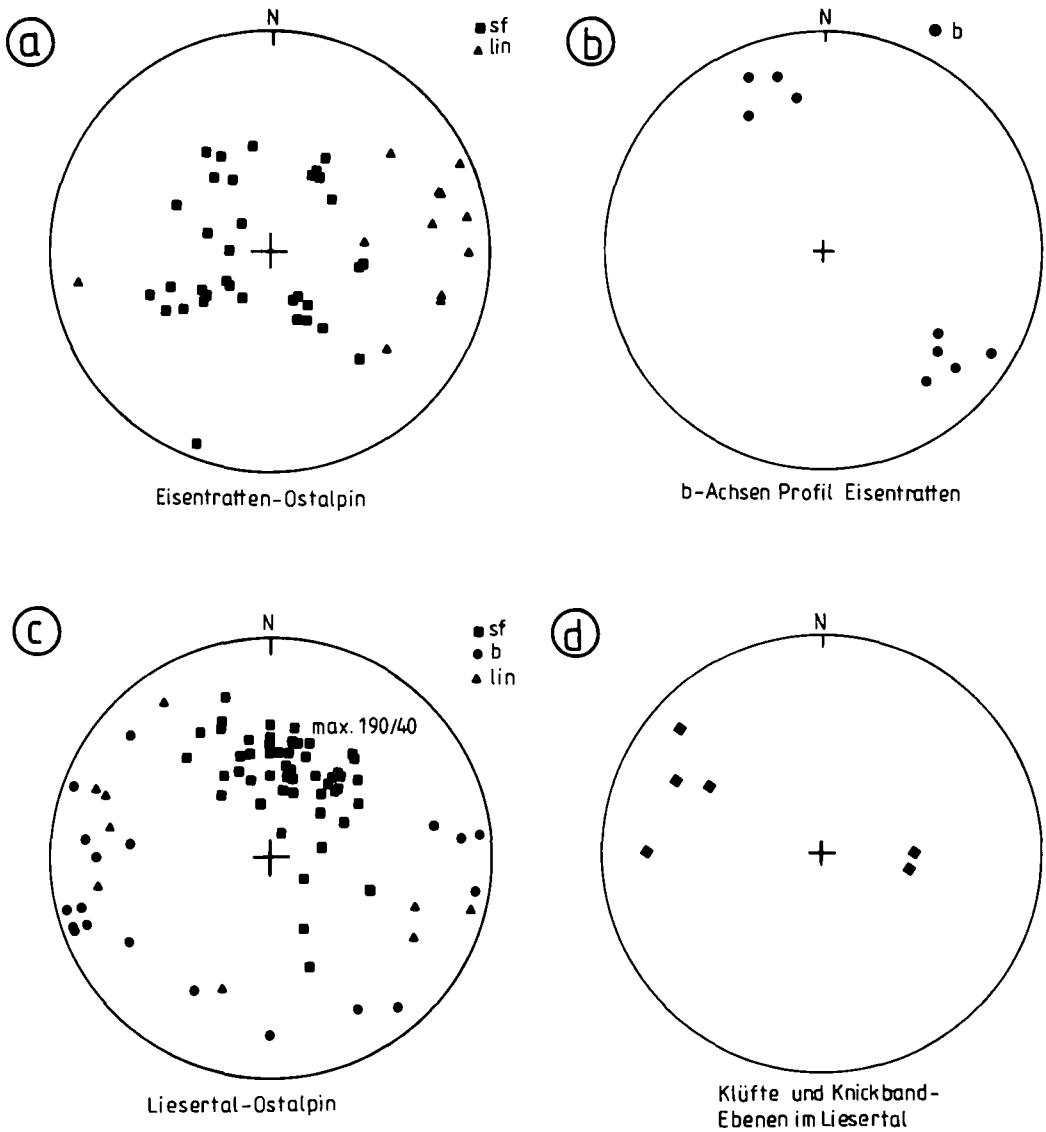
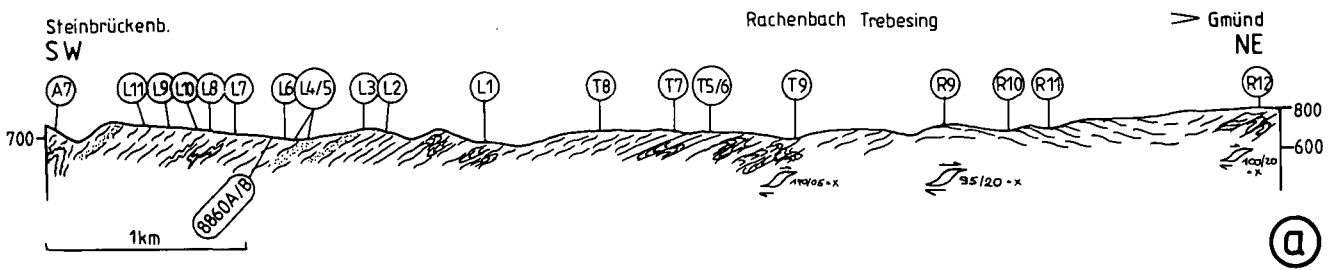


Abb. 12. Schmidt'sche Netze zu Profil 5.
 a) Schieferung und Lineation im Teilprofil Eisentratten.
 b) b-Achsen im Profil Eisentratten.
 c) Schieferung, Lineation und b-Achsen im Teilprofil Liesertal.
 d) Klüfte und Knickband-Ebenen als Polpunkte dargestellt im Bereich der Proben L1-L3.



(b)

	A7	L11	L9	L10	L8	L7	8860	L6	L5	L4	L3	L2	L1	T8	T7	T5	T6	T9	R9	R10	R11	R12		
Granat																								
Biotit																								
Chlorit																								
Fsp. trüb																								
Oz. kalt																								
Oz. rekrist.																								
Eisenhydrox.																								
Drucklösung																								
Glimmerbögen																								
Glimmergröße	0,3	0,35	0,3	0,25	0,45	0,4	0,4	0,35	0,2	0,2	0,25	0,2	0,2	0,1	0,15	0,15	0,15	0,2	0,15	0,3	0,25	0,35		

Abb. 13.
 Profil 5: Teilstück Gmünd - Steinbrückenbach.
 a) Geologisches Profil und Probenahmepunkte.
 b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen. Nähere Erläuterungen siehe Text.

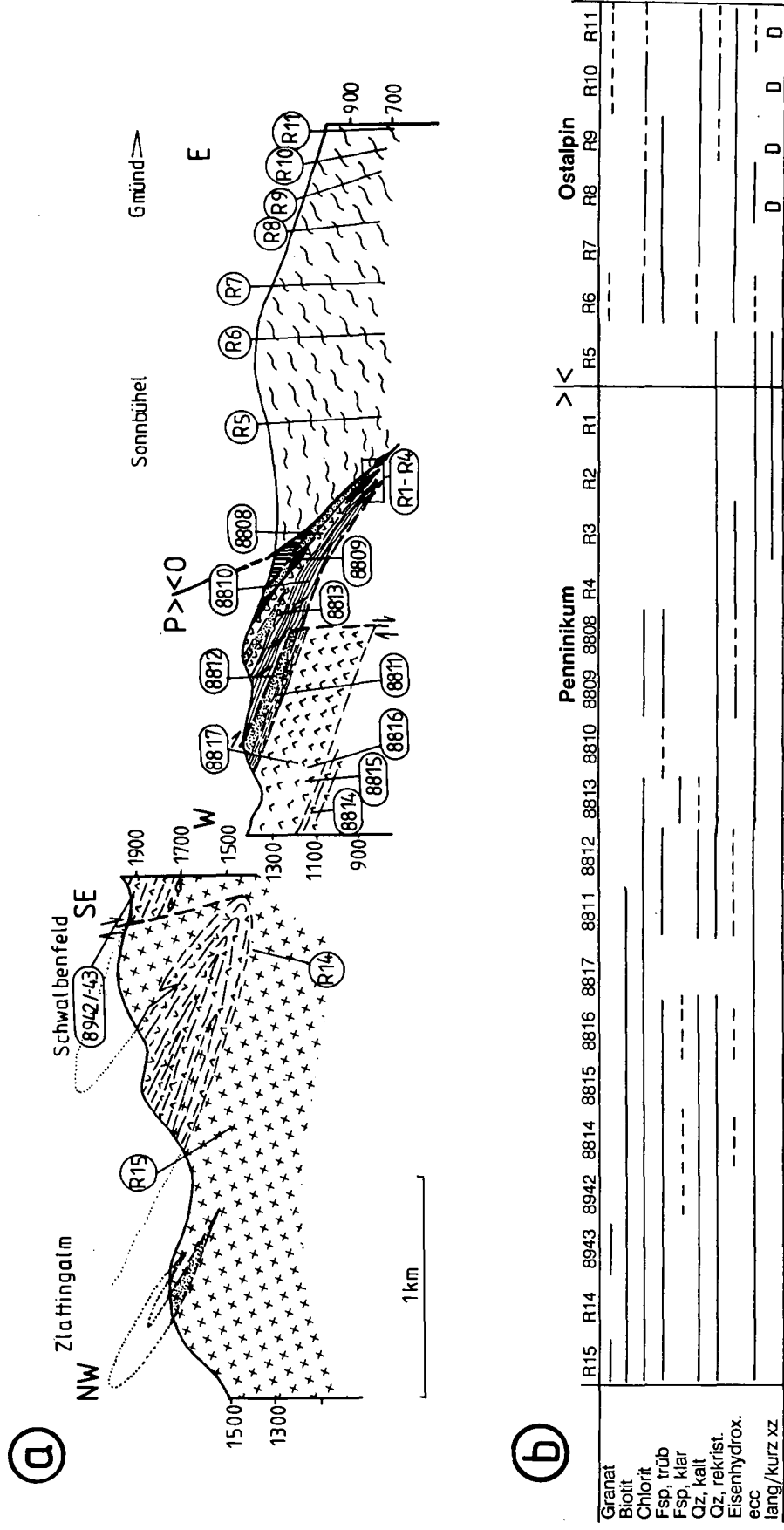


Abb. 14.
 Profil 6: Radgraben und Umgebung.
 a) Geologisches Profil und Probenahmepunkte.
 b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen. Nähere Erläuterungen siehe Text.

(Abb. 14a). Plagioklas zeigt erste Spuren einer Rekrystallisation. Daneben konnten Deformationszwillinge von Plagioklas erkannt werden. Die rigiden Kalifeldspäte der Zentralgneise wurden kalt geknickt und zerbrochen.

Überlagert werden die Zentralgneise von Bändergneisen des Alten Daches. In diesen Gneisen wechsellagern Quarzite, Amphibolite und

dunkle Gneise miteinander. Auf einer Höhe von 2070 m, südwestlich der Zlattingalm konnte ein invers liegender Intrusionskontakt zwischen Zentralgneisen, Amphiboliten und Bändergneisen kartiert werden. Aus der lithologischen Sequenz und der geologischen Kartierung ergibt sich, daß es sich um den überkippten Schenkel einer engen, isoklinal gefalteten Mulde handelt (Abb. 14a). Im Schliftgefüge

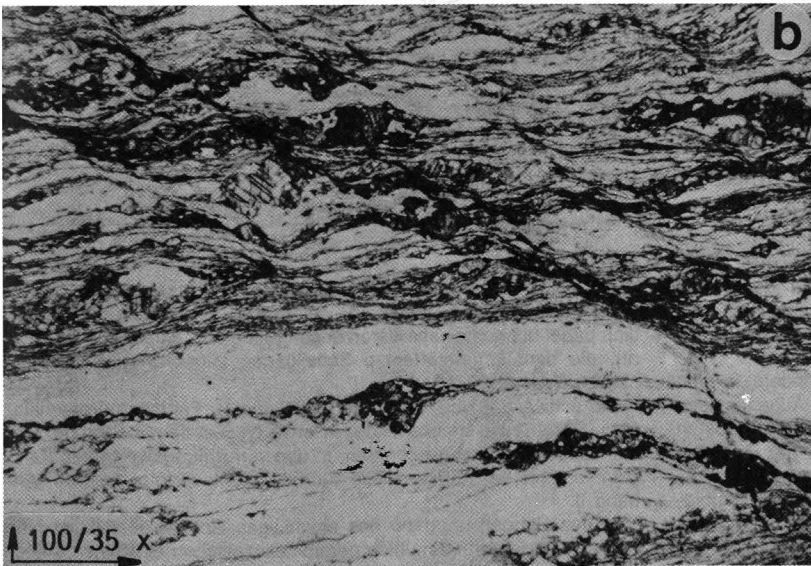
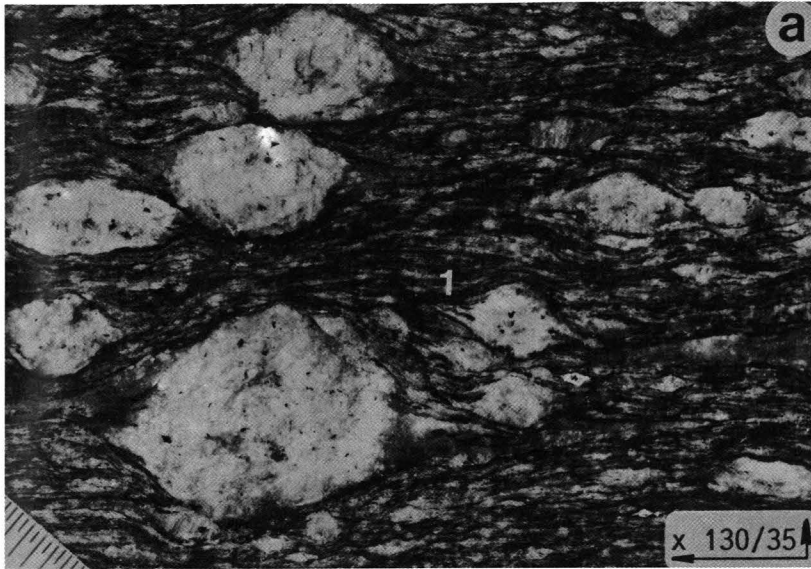


Abb. 15.

Deformationsgefüge im Radlgraben.

- a) Porphyrischer Granitgneis, Probe 8941 Gmeineck-Gipfel; Es ist deutlich das Überwiegen des symmetrischen Augengefüges erkennbar, in der Mitte rechts (1) befindet sich ein asymmetrisches Auge mit sinistralen Schersinn.
- b) Deformationsgefüge des quarzitischen Mylonites im Kontaktbereich Ostalpin-Penninikum, Brücke 815 m über die Radl, ca. 50 m bachaufwärts; Im Grenzmylonit ist ein ecc-Gefüge mit E- bis SE-Abschiebung erkennbar, dunkle Klaster Karbonatkomponenten, vermutlich aus dem Penninikum stammend.
- c) Der duktile Grenzmylonit wurde durch eine jüngere Deformation kataklastisch überprägt und mit einer sulfidischen Erzmatrix verkittet; Probe R2.

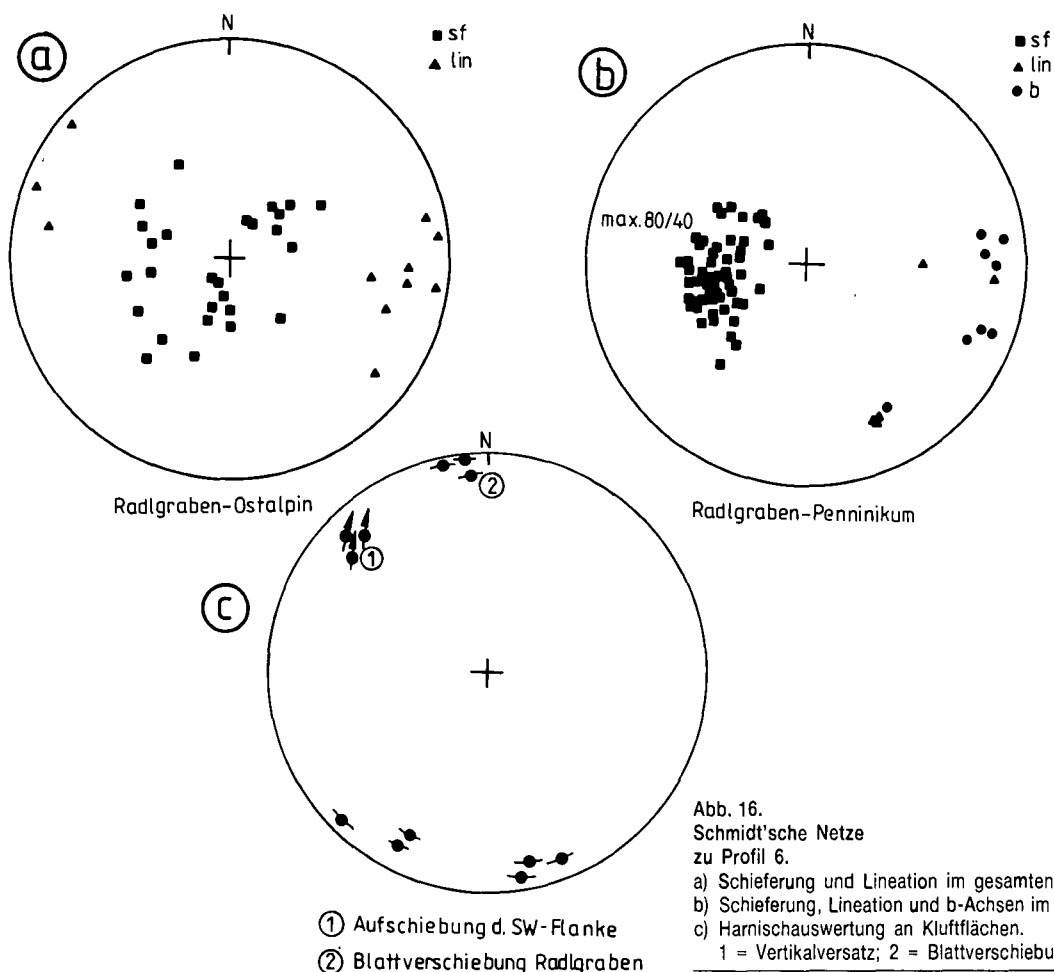


Abb. 16.
Schmidt'sche Netze
zu Profil 6.

a) Schieferung und Lineation im gesamten Ostalpin des Profils.
b) Schieferung, Lineation und b-Achsen im gesamten Penninikum des Profils.
c) Harnischauswertung an Klufflächen.

1 = Vertikalversatz; 2 = Blattverschiebung im Radlgraben

konnte eine beginnende Rekristallisation von Feldspat festgestellt werden. Auf Grund des idiomorphen Habitus der Granate innerhalb der Plagioklase (Albit) wird der Granat als alpidisch gesproßt interpretiert (vgl. 5.2.).

Die Zentralgneise des Schwalbenfeldes sind besonders in den Randbereichen durch die alpidische Deformation zu Augengneisen überprägt worden. Es kann eine Scherung mit Top nach Südosten abgeleitet werden (Abb. 15a). Der überwiegende Teil der Gesteine zeigt symmetrische Gefüge, die als Indizien einer koaxialen Verformung (Plättung) gewertet werden. Das Vorkommen von Schollenmigmatiten im Grenzbereich zum Alten Dach bestätigt einen primär magmatischen Kontakt zwischen beiden Einheiten. Die Zentralgneise des Schwalbenfeldes werden entsprechend der Serienabfolge von Altem Dach und Habach-Serie überlagert. Den Wandfuß der Stoder-Nordwand bilden die migmatischen Bändergneise des Alten Daches (Abb. 4b). Der Gipfel des Stoders wird aufgebaut aus Grobkornamphiboliten, Metagabbros, Hornblenditen und sauren Metavulkanitlagen. Der Verbindungskamm zwischen Gmeineck und Stoder ist durch mehrere spröde Brüche zerhackt. Aus der geologischen Kartierung kann auf eine Absenkung der Ostschollen geschlossen werden.

Das Profil wird auf der nördlichen Bachflanke an der Grenze Bändergneise gegen Habach-Serie fortgesetzt. Auf Grund der Satellitenbildauswertung (vgl. 7.2.), der geologischen Kartierung und megaskopischen Beobachtungen wird für den Radlgraben eine WNW-ESE-streichende Blattverschiebung mit vertikaler Versatzkomponente angenommen. Harnischauswertungen an kleineren begleitenden Störungen ergaben eine Hebung der SW-Flanke (bestimmt durch Riedel-Brüche nach HANCOCK, 1985) für den Radlgraben (Abb. 16c). Darüber hinaus konnte zusätzlich an einer Felswand an Hand von Megariedel-Flächen auf eine Hebung der Südwestflanke geschlossen werden. Die sinistrale Blattverschiebung ergibt sich aus der geologischen Kartierung (Anhang I).

Die Bändergneise des Alten Daches besitzen ein körniges Gefüge, das von ca. 5 mm großen Feldspäten verursacht wird. Zum Hangenden werden die Feldspatgneise von den Amphiboliten der Habach-Serie verdrängt und sind nur noch vereinzelt anzutreffen. Die Schieferung der Amphibolite wird von Aktinolithnadeln und Chlorit getra-

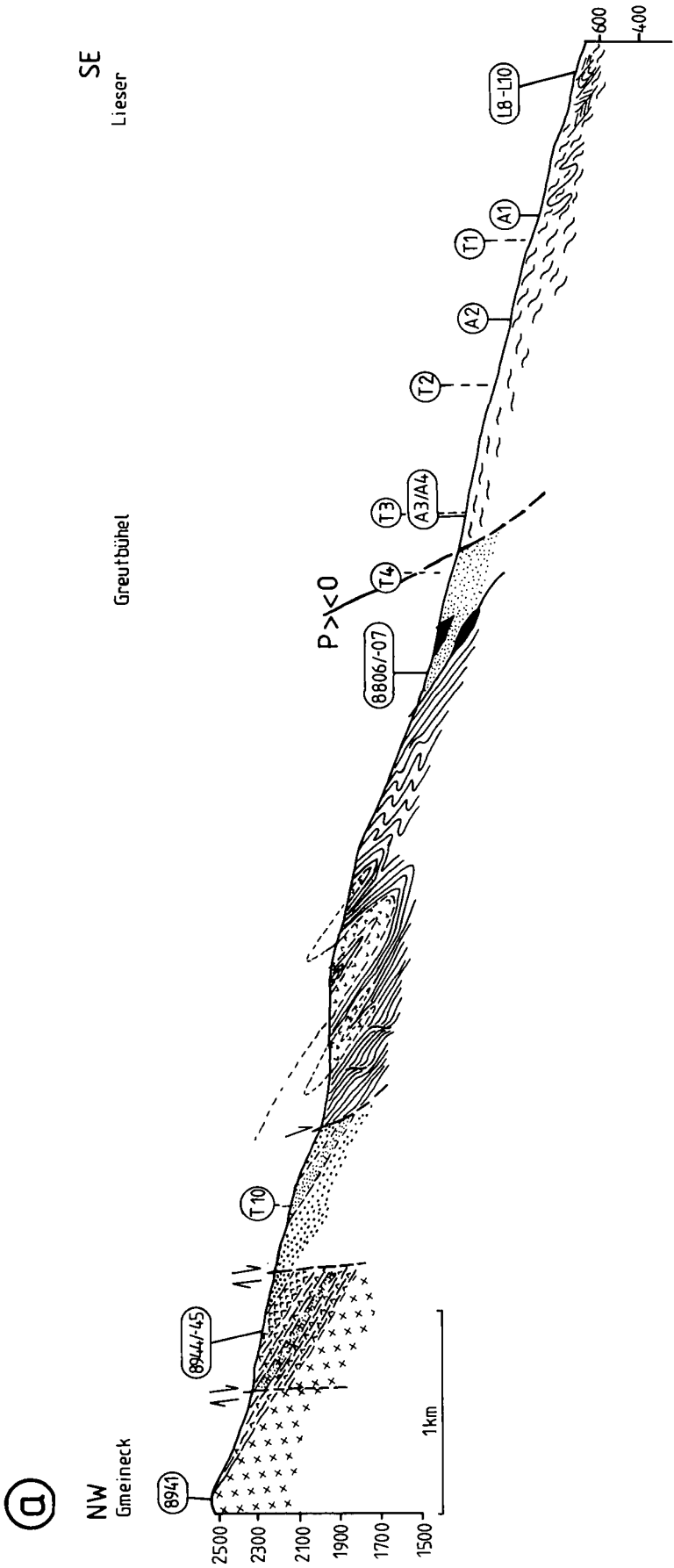
gen. Das Goldvorkommen im Radlgraben ist an stratiforme Quarzgänge innerhalb der Amphibolite (8816, 8817) gebunden. Es handelt sich dabei um sulfidische Vererzungen (Bleiglanz, Kupferkies und Pyrit), die dem Lagerstättentyp Schellgaden zugeordnet werden (TISCHLER & UCIK, 1979).

Die schwarzen Habachphyllite (8811) führen Feldspatporphyroklasten. Durch eine steilstehende, in etwa N-S-laufende Störung wird die Habach-Serie abgeschnitten. In den verformungsweicherer Kalkglimmerschiefern konnte diese Störung nicht verfolgt werden (Anhang I).

In den Hängen oberhalb des ehemaligen Goldbergbaues ist eine bunte Abfolge von vermutlich permomesozoischen Gesteinen aufgeschlossen. Helle Albitblastengneise mit Quarziten lagern unmittelbar über den schwarzen Habachphylliten. Die darüber folgenden Kalkglimmerschiefer (8812) und Prasinite (8813) sind jeweils nur einige Zehnermeter mächtig. Am Kamm zum Bartelmann spaltet sich der Prasinit in zwei Lagen auf und wird von dünnen Quarzitbändern begleitet. Die einzelnen Horizonte sind sehr stark ausgedünnt und in dünne Späne zerlegt (Anhang I). Möglicherweise handelt es sich dabei um die ausgedünnten Schenkel von Isoklinalfalten. Die Flanken des Rabenwaldes werden zum überwiegenden Teil von Kalkglimmerschiefern (8808-8810) aufgebaut. Einzelne Dolomitgesteinslinsen und schwarze Kalkphyllitlagen sind neben dem mylonitischen Gefüge (Rekristallisation von Quarz und Calcit) ein Hinweis auf die intensive Deformation der Bündner Schiefer. Im Profil (Abb. 14a) fällt die geringe Mächtigkeit der mesozoischen Schieferhüllenteile auf.

Im Ebenwald ist ein größerer Serpentinitspan aufgeschlossen (Anhang I). Er wird im Liegenden von Quarziten mit blau-grünen Belägen (Cr- und Ni-Beimengungen in Kaolinit) begrenzt. Das Hangende bilden die ostalpinen Schiefer. Durch die schlechten Aufschlußverhältnisse ist jedoch der Kontakt Ostalpin-Serpentin nicht dokumentiert. Die Liegendengrenze der Serpentinitspanne kann auf Grund mylonitischer Quarzite als duktile Bewegungsbahn angesprochen werden. Generell fällt die straffe Einregelung der penninischen Abfolgen im Vergleich zum Ostalpin auf (Abb. 16a,b).

Im Radlgraben an der Brücke 815 m ist der Kontakt- bzw. der Übergangsbereich zwischen Penninikum und Ostalpin exemplarisch



b

	Penninikum						Ostalpin								
	8941	9048	8945	8944	A6	A5	8806	8807	A4	A3	A2	A1	A7	A8	A9
Granat															
Chl/Bt															
Fsp, trüb															
Fsp, klar															
Qz, kalt															
Qz, rekrüst.															
Drucklösung															
Glimmerbögen															
Glimmergröße	0,5				0,35	0,15	0,3	0,1	0,1	0,5	0,4	0,35	0,3	0,1	-1mm

Abb. 17.
 Profil 7: Rachenbach und Umgebung.
 a) Geologisches Profil mit Probenahmepunkten.
 b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen; nähere Erläuterungen siehe Text.

aufgeschlossen. Wie bereits erwähnt (vgl. Kapitel 3.2.), markiert die Kontaktzone zwischen Ostalpin und Penninikum ein quarzitischer Mylonit (Abb. 15b). Diese quarzitischen Schiefer (R1, R2, R5) führen z.T. blau-grüne Beläge (Cr und Ni zusammen mit Kaolinit 8818, laut Literatur auch Millerit, Fuchsit). Zwischen den mylonitischen Quarziten sind Schwarzschieferspäne und Kalkglimmerschiefer (R3, R4) eingeklemmt. Im Dünnschliff läßt der Mylonit ein extremes Bänderquarzgefüge erkennen. Das mylonitische Gefüge wird durchschnitten von einer Vielzahl von ecc's, die eine Scherung nach SE anzeigen (Abb. 15b). Die duktile Kontaktzone zwischen beiden Einheiten wird durch eine nachfolgende Deformation kataklastisch überprägt (Abb. 15c). Der zerbröckelte Mylonit wird schließlich mit einer sulfidischen Erzmatrix zementiert. Entlang dieser vorgeprägten Schwächezone kommt es zu Quellaustritten (Quelle im Radlgraben, Trebesinger Quelle ...), die neben Serpentinrelikten den Störungsbereich markieren.

Die ostalpinen Schiefer (R6-R12) außerhalb des Deformationsbereiches zeigen keine Besonderheiten. Die Raumlage der Schieferung ist unterschiedlich (Abb. 16b). Gefügerelikte sind in Form von Glimmerbögen, Feldspatporphyroklasten und Granatresten oder Granatpseudomorphosen erhalten. Schersinnanzeiger (ecc, rekristallisierte Druckschattenhöfe) sind undeutlich erkennbar und weisen auf eine Bewegung mit Top nach Südosten hin.

Zusammenfassung

Im westlichen Teil des Profils (Zentralgneise und Bändergneise des Altkristallins) ist eine amphibolitfaziale Metamorphose erreicht. Das Profil dokumentiert einen Intrusionsverband zwischen den Zentralgneisen und dem Alten Dach. Beide Einheiten sind eng bis isoklinal miteinander verfaltet. Die Abfolgen der jüngeren Schieferhülle liegen in diesem Profil in besonders ausgedünnter Form vor. Die Kontaktzone zwischen Penninikum und Ostalpin ist als Mylonit mit anschließender kataklastischer Überformung erhalten. Die penninischen Einheiten werden von nahezu N-S- und WNW-ESE-streichenden Störungssystemen zerlegt.

4.6. Profil 7: Gmeineck – Rachenbach

Das Profil (Abb. 1) beginnt am Gmeineckgipfel in Augengneisen (8941), die eine deutliche nach Südosten abtauchende (130/30) Minerallineation aufweisen (Abb. 18b). Die Plagioklase sind polysynthetisch verzwilligt. Oft konnten auch Druckzwillinge erkannt werden. Viele Feldspäte zeigen eine Polygonisation der großen Einzelkristalle und beginnende Rekristallisation. Im Gmeineckkar sind quarzreiche Gneise mit dünnen Augengneislagen anzutreffen, ähnlich der Situation an der Zlattingalm (Profil 6, Kapitel 4.5.). Östlich des Gmeineckgipfels wird der Zentralgneis von den Feldspat- bzw. Epidotgneisen des Altkristallins überlagert. Der Übergang vom Altkristallin des Penninikums zur Habach-Serie spielt sich in einer Zone von ca. 200 m Mächtigkeit ab und kann nicht als scharfe Grenze erfaßt werden. Zwischen den Feldspatgneisen sind grobkörnige Epidotgneise (8944) mit Amphibol, Epidot und Plagioklas in die altkristallinen Gneise eingeschaltet.

Am Ostkamm zwischen Gmeineck und Stoder wird das Altkristallin und die Habach-Serie durch mehrere saigere, NNE-SSW-streichende Störungen versetzt (Abb. 17a). Die Störungen haben auf Grund der Kartierung einen abschiebenden Charakter mit Senkung für die jeweiligen Ostflanken.

Der Stoder und im beschränkten Umfang seine Käme werden von Amphiboliten, Prasiniten und mafischen Magmatiten mit zwischengelagerten Metavulkaniten (8940) aufgebaut. Vereinzelt sind grobe Hornblendefelse (8945) mit zonierten Amphibolen zu finden.

Überlagert wird die Habach-Serie von der Gesteinen der Wustkogel-Serie (Quarzite und Albitblastengneise). Am Verbindungsgrat zwischen Stoder und Steinkopf ist ein dünner Amphibolithorizont in der Wustkogel-Serie eingeschaltet. Ebenso konnte eine Marmorlage gefunden werden (Anhang I). Es könnte sich dabei sowohl um isoklinale Einfaltungen, als auch um Scherspäne handeln. Die Quarzite der Wustkogel-Serie sind in diesem Bereich gekennzeichnet durch mehrere Zentimeter große Turmalinstengel, die von nachfolgenden Deformationen zerrissen, jedoch nicht eingeregelt wurden.

Die Bündner Schiefer (Kalkglimmerschiefer und Prasinite) werden von den liegenden Abfolgen durch eine relativ steilstehende (ca. 150/50) Abschiebung getrennt. Diese Störung ergibt sich bei der Konstruktion der abgedeckten geologischen Karte (Abb. 30). Am Stein-

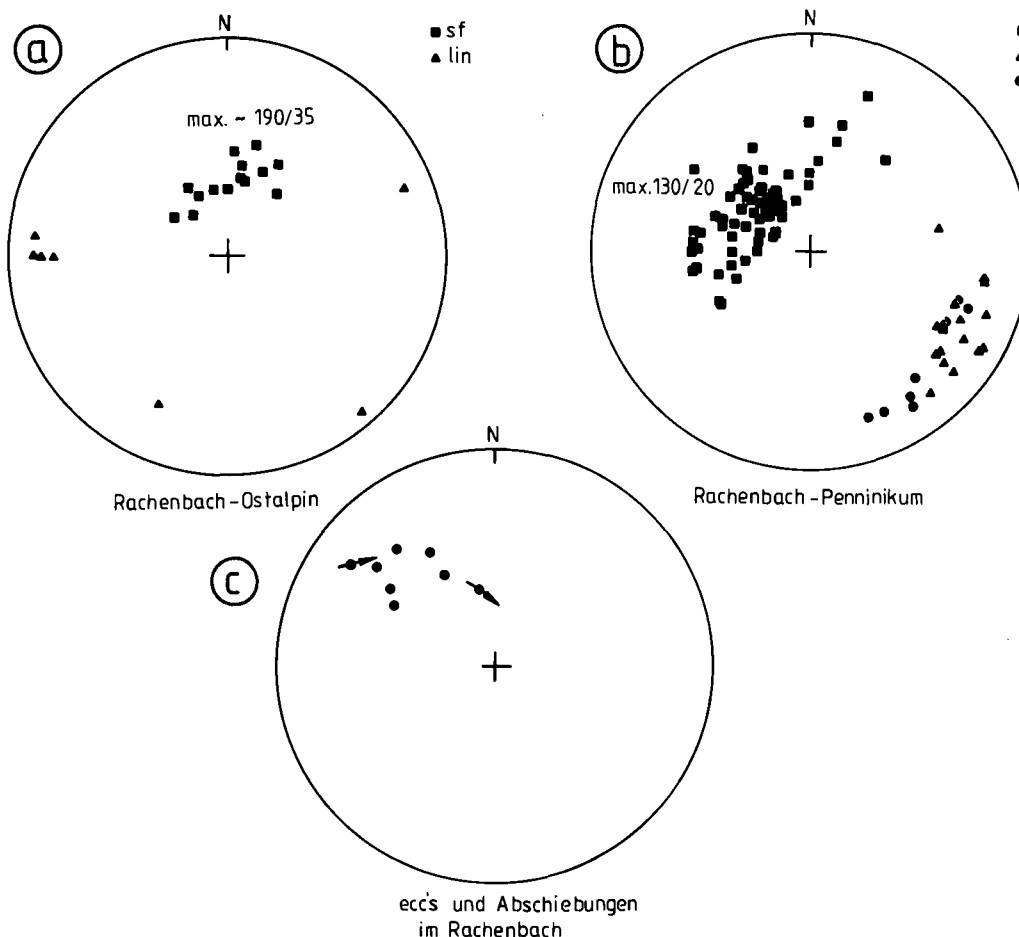


Abb. 18. Schmidt'sche Netze zu Profil 7. a) Schieferung und Lineation im Ostalpin. b) Schieferung, Lineation und b-Achsen im Penninikum. c) ecc's und Abschiebungen aus dem Penninikum und Ostalpin.

kopfglat wechsellagern die Kalkglimmerschiefer (A6) und Prasinite (A5) eng miteinander. Diese Abfolge wird als intensive isoklinale Faltung gedeutet. Hinweise dafür liefern isoklinal gefaltete Quarzbänder in monotoneren Abschnitten.

Mylonitische Quarzite (8806/07, T4) vergesellschaftet mit stark brecciierten Dolomitspänen beenden die penninische Abfolge. Sie bilden die Deformationszone zwischen dem ostalpinen Kristallin und dem Penninikum. Die Quarzite sind intensiv duktil deformiert mit Scherbandgefügen (Abb. 18c), die auf eine Scherung mit Top nach Südosten hinweisen.

Die angrenzenden ostalpinen Schiefer haben zum Teil ein stark welliges Aussehen (A8). Das Streichen der ostalpinen Serien weicht deutlich vom Penninikum ab (Abb. 18a). Das Korngefüge mancher Schiefer ist geprägt von statisch rekristallisierten Quarzen, die zum Teil nachfolgend deformiert wurden und undulöse Auslöschung zeigen (A3, A4, A8, T1). Als Relikte der Glimmerschiefer und Gneise konnten große Feldspäte, große deformierte Glimmer und Granatpseudomorphosen identifiziert werden (T2, T3) (vgl. Kapitel 8.3). Bereiche mit deutlich erkennbaren Deformationsgefügen wie dynamische Rekristallisation, lenticularen Schieferungsflächen und kataklastischer wie duktiler Kornverkleinerung können innerhalb des Kristallins auftreten (A2) (vgl. 8.3.). Generell läßt sich feststellen, daß mit der Entfernung von der Kontaktzone Ostalpin-Penninikum zunehmend Minerale und Gefüge des deformierten Ausgangsgesteines (Glimmerschiefer und Gneise) erhalten sind (Abb. 17b). Es läßt sich somit eine Entwicklungsreihe von Glimmerschiefern, diaphthorischen Glimmerschiefern zu Quarzphylliten oder mylonitischen Schiefern erkennen. Entgegen den Erläuterungen von EXNER (1980a:390) konnten im Bereich Altersberg keine Schiefer gefunden werden, für die „das Fehlen von Relikten nach Glimmerschiefer oder Gneis“ zuträfe. Somit fehlen auch in diesem Profil die Hinweise für die eigenständige stratigraphische und tektonische Einheit der Katschberg-Quarzphyllite.

Zusammenfassung

Dieses Profil bestätigt die Existenz nahezu N-S-streichender, steil bis saiger einfallender Bruchsysteme. Die Bündner Schiefer werden durch eine mäßig steile Abschiebung von den liegenden Abfolgen abgeschnitten. Eine enge Wechsellagerung der Kalkglimmerschiefer und Prasinite kann durch eine isoklinale Faltung im Zuge einer duktilen Deformation

erklärt werden. In den ostalpinen Schiefern läßt sich eine Entwicklungsreihe von den Glimmerschiefern hin zu den mylonitischen Schiefern nachvollziehen. Durch Überlagerung von dynamischer Rekristallisation von Quarz, mechanische Deformation von Feldspat und Quarz, sowie durch Drucklö- sungen, werden die alten Gefüge bis zu ihrer Unkenntlichkeit verwischt.

4.7. Profil 8: Hühnersberg – Steinbrückenbach

Das Profil (Abb. 1) wurde in den Amphiboliten der Habach-Serie südlich der Kohlmarhütte begonnen. Es handelt sich dabei um Granatamphibolite (H10) mit Pyrit und/oder Kupferkies. Mitvergesellschaftet sind Metavulkanitlagen (Bänderung) (vgl. Kapitel 3.1.2.2.). Der Granat wird auf Grund von retrograden Umwandlungen, kataklastischer Deformation und Druckschattenhöfen als präalpidisch angesprochen (vgl. 5.2.). Überlagert werden die Amphibolite von einer dünnen Lage Albitblastengneise.

Darüber folgen massige Kalkglimmerschieferfelsen (H11) mit isoklinal gefalteten Quarzbändern und ecc-Gefügen, die auf eine Scherung mit Top nach Südosten hinweisen. Die Prasinite (H12) sind durch eine enge Wechsellagerung mit Kalkglimmerschiefern, dunklen Phylliten, Serizit-Chloritschiefern und weiße Kalkmarmorlagen gekennzeichnet. Zusätzlich sind dolomitische Scherspäne eingeklemmt. Das Gefüge ist eng von ecc-Gefüge (115/60, LinMin 80/50) (Abb. 20c) zerschnitten. Die Phacoide weisen auf Grund ihrer asymmetrischen Form auf eine Scherung mit Top nach Südosten.

Das Profil knickt im Bereich des Kolmrückens nach Südwesten ab. In einem Sackungsbereich auf ca. 1300 m am Kolmrücken sind kataklastisch überprägte Kalkglimmerschiefer, Prasinite und Quarzite anzutreffen.

Das Penninikum fällt im Bereich des Liesertales mittelsteil nach Ost bis Südost ein (Abb. 20b). Im Bereich des Kolmrückens dreht die Schieferung von einem NE-SW-Streichen mit Südost-Einfallen auf ein W-E-Streichen mit Süd-Einfallen (Abb. 20d). Die Schieferung wird dabei langsam in eine steilere Raumlage einrotiert.

Am Hühnersberg verläuft die Grenze Penninikum-Ostalpin entlang der Fahrstraße von Edling zum Kolmwirt auf 860–900 m. Es handelt sich dabei um eine wellige, in sich verbogene Fläche, entlang der abwechselnd Kalkglimmerschiefer (8946), Dolomitspäne und kristalline Schiefer (H9A) angeschnitten sind. Die Abfolgen haben in diesem Be-

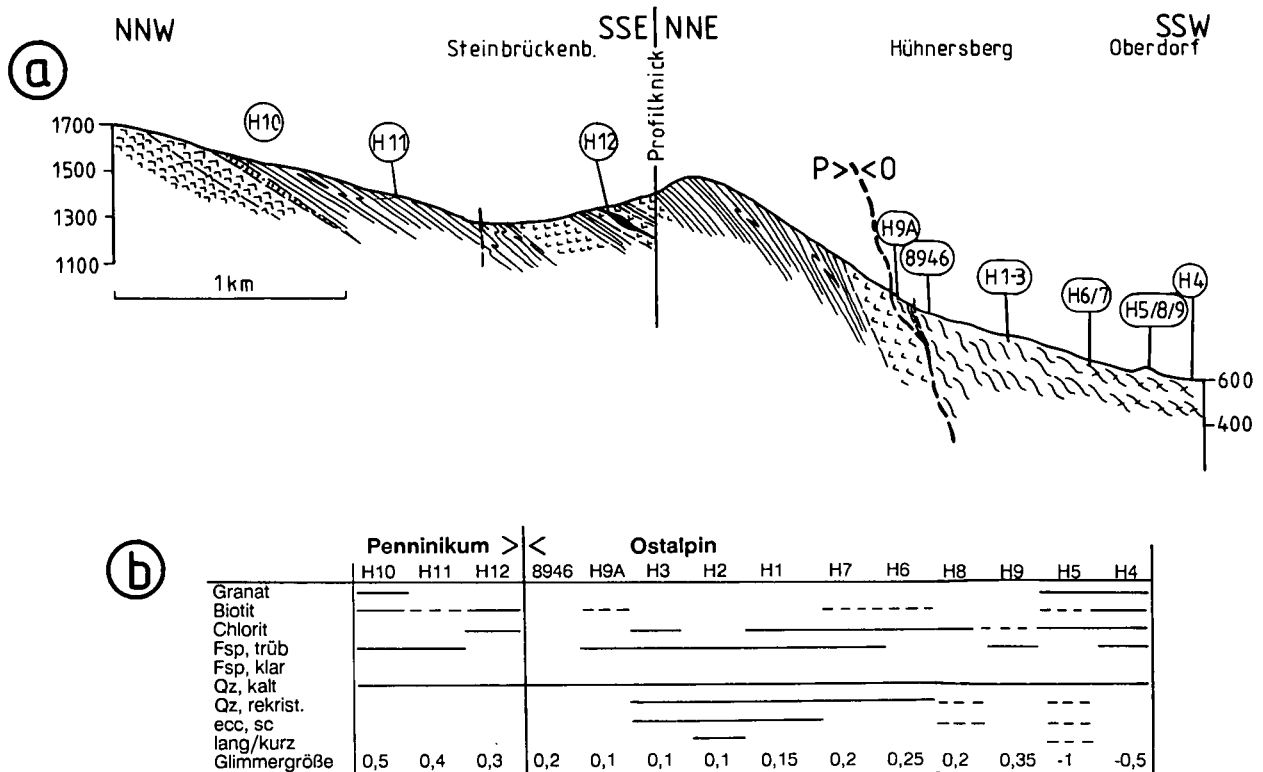


Abb. 19. Profil 8: Steinbrückenbach, Hühnersberg, Mölltal. a) Geologisches Profil. b) Petrographisch-strukturelle Kennzeichen; nähere Erläuterungen siehe Text.

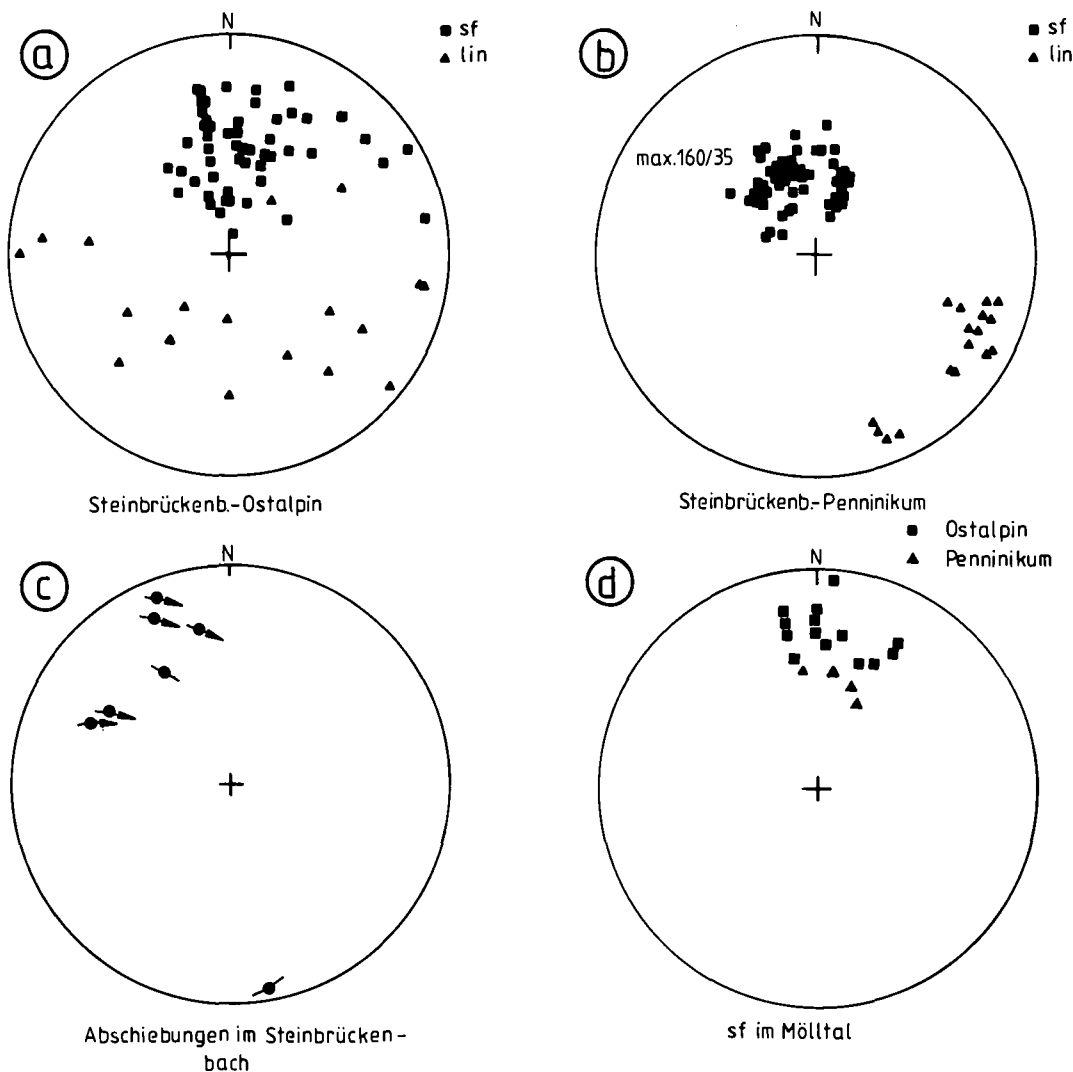


Abb. 20. Schmidtsche Netze zu Profil 8. a) Schieferung und Lineation im Ostalpin. b) Schieferung und Lineation im Penninikum. c) Abschiebungen im Penninikum, Aufschluß H12. d) Verteilung der Schieferung im Mölltal (= Hühnersberg); Penninikum und Ostalpin nehmen die gleiche Raumlage ein.

reich eine durchschnittliche Raumlage der Schieferung von 200/65. EXNER (1984) weist besonders entlang der Fahrstraße zum Kolm auf prograd metamorphe Tonschiefer (Katschbergschiefer) hin. Die Mikroskopie erbrachte keine signifikanten Unterschiede zur Umgebung. Auch konnten keinerlei Indizien für eine entscheidende Korngrößenverkleinerung, ähnlich dem Katschberg, gefunden werden.

Die Glimmerschiefer des ostalpinen Kristallins zeigen häufig ein diaphthoritisches Gefüge nach Granat-Glimmerschiefer. Relikte einer vorangegangenen Schieferung sind in allen Schriffen in Form von Polygonbögen und Fischgrätenmustern erkennbar. Lagen mit einem statisch rekristallisierten Quarzpflaster sind vereinzelt eingeschaltet (H7, H1). Bei Annäherung an die Grenze Penninikum/Ostalpin ist eine Kornverkleinerung der Quarze und Hellglimmer erkennbar (Abb. 19b). Deformationshärtere Komponenten wie Dolomit und Feldspat erfuh-

ren eine mechanische Kornverkleinerung (8946, H9A). Die Deformationsgefüge weisen auf eine Temperatur im Grenzbereich spröddukttil (250–300°C) hin.

Zusammenfassung

Das Gefüge und der Mineralbestand der ostalpinen Schiefer dienten als wichtige Ergänzung und Vergleichsbasis für das Profil 5 im Liesertal. Die von EXNER (1984) beschriebenen Katschberg-Quarzphyllite entlang der Straße zum Kolmwirt haben eine besonders genaue Betrachtung erfahren. Es konnten keine Hinweise für die Existenz prograd metamorpher Schiefer gefunden werden. Es handelt sich dabei lediglich um Kalkglimmerschiefer, die innig mit Glimmerschiefern des Ostalpins verfaltet sind.

5. EDX-Analytik

5.1. Methodik

Die Mineral-Analytik erfolgte an einem CamScan4 Rasterelektronenmikroskop mit einem Rückstreuelektronendetektor und einem energiedispersiven Zusatz der Firma EDAX. Diese Analyseneinrichtung setzt sich zusammen aus: Detektor-Einheit mit Verstärker (ECON IV), Analog-Digital-Wandler, Vielkanalanalysator, Rechner LSI-11/2 mit Zubehör, Betriebssystem RT 11, Sy-

stem Software 9100/65 der Firma EDAX zur Berechnung der Elementgehalte aus den Einzelintensitäten. Mit diesem System ist eine simultane Analyse aller vorhandenen Elemente ab der Ordnungszahl 11 möglich. Die Analysen wurden mit folgenden Parametern erstellt: Beschleunigungsspannung 20 KeV, Arbeitsabstand 35 mm, Auflösung 141–144 eV, Analysenzeit 100 Livesek., mittlere Blende, Zählrate ca. 2000 cps, Probe 20° zum Detektor gekippt, Abnahmewinkel 45,7°.

5.2. Granat-Analytik

An 15 Dünnschliffen von penninischen und ostalpinen Gesteinen wurden 41 Granate mit 195 Analysenpunkten untersucht (vgl. Anhang). Es wurden von jedem makroskopisch unterscheidbaren Granat-Typ detaillierte Profilanalysen angefertigt. Durchschnittlich wurden innerhalb eines Granatkorns 5 Analysenpunkte angefahren. Einzelne Granate erfuhren eine wesentlich detailliertere Untersuchung mit bis zu 10 und mehr Analysenpunkten. Lagen die Granate in sehr zerstückelter Form vor, mußte ich mich oft mit einer Punktanalyse pro Bruchstück begnügen.

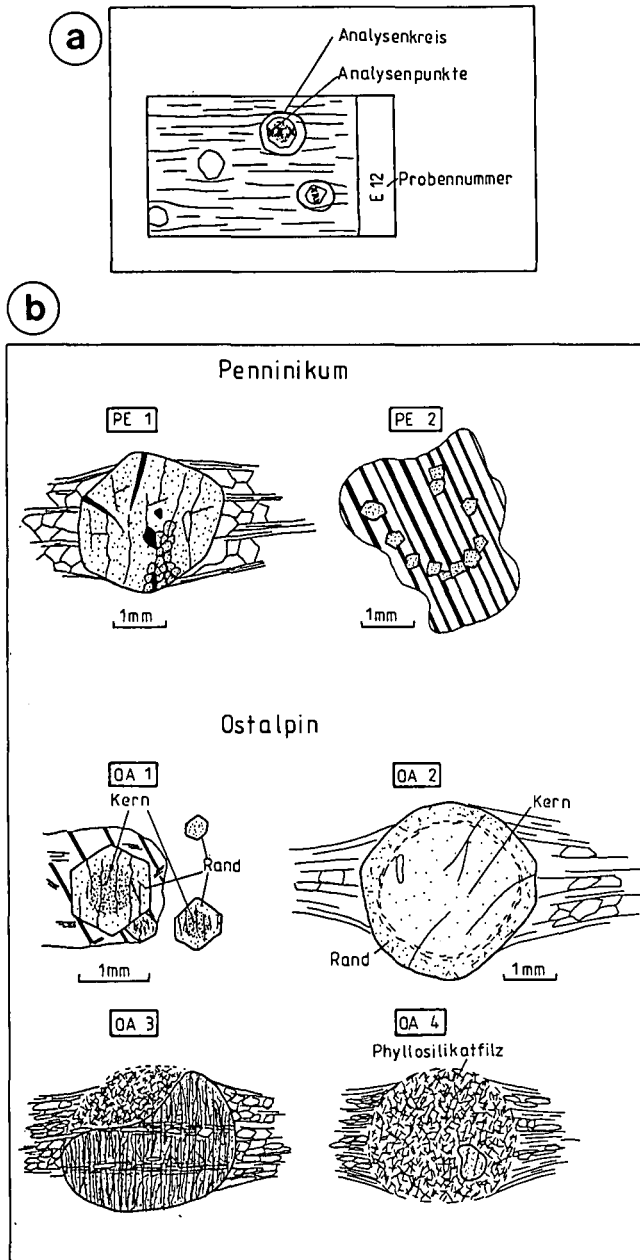


Abb. 21.

Nomenklatur.

a) Nomenklatursystem der Analysen, am Beispiel E1213.

b) Nomenklatur der mikroskopisch unterscheidbaren Granate im Penninikum und Ostalpin.

Typ = unterscheidbare Granatart (Form, Zonarbau, Zersatz ...). Zusätzlich unterschieden werden Kern und Rand (= Anwachssaum). Nähere Erläuterungen siehe Text.

Die Nomenklatur erfolgte nach folgendem Schema (Abb. 21a), z.B. E1214:

E12 = Probennummer bzw. Schliffnummer

1 = Erster Analysenbereich auf dem Schliff

4 = Vierter Analysenpunkt im ersten Analysenbereich

Makroskopisch unterscheidbare Granatarten werden als Typ bezeichnet. Ein Granat-Typ kann einen Zonarbau aufweisen.

5.2.1. Mikroskopische Kennzeichen der Granate

Penninikum

Granat tritt in den Zentralgneisen, dem penninischen Altkristallin bzw. der Habach-Serie (Metavulkanite und Granatamphibolite) auf. Es können zwei Granat-Typen unterschieden werden (Abb. 21b):

PE 1: Die Granate sind 1–5 mm groß, zum Teil zerbrochen und mit Chlorit zwischen den Bruchstücken verheilt. Interngefüge oder Zonarbau konnten optisch nicht festgestellt werden. Neben den Granatkristallen sind rekristallisierte Druckschattenhöfe erkennbar, daher dürfte der Granat synkinematisch gewachsen sein. Eine jüngere Deformation führte zur Kataklyse von Granat und der retrograden Überprägung. Der Granat ist daher vermutlich variszisch gesproßt.

Gefunden in den Proben: H10 Amphibolit, KA13 Habachphyllit, 8940 Metavulkanit.

PE 2: Die Granate sind klein (~1 mm) und von idiomorph-hypidiomorpher Gestalt. Sie sind häufig in retrograd umkristallisierten Plagioklasen zu finden, aber auch zwischen anderen Mineralgemengteilen. Eine optische Zonierung konnte nicht festgestellt werden. Dieser Granat-Typ wurde vorwiegend in Zentralgneisen gefunden (Abb. 22a). Zudem fand die Kristallisation des Granates vorwiegend innerhalb von Plagioklasen statt, daher dürfte der Granat vermutlich bei der retrograden alpidischen Metamorphose gesproßt sein, durch den Zerfall von Anreicherung Plagioklas (vgl. Kapitel 5.3.4., 6.1.). Eine randliche Chloritisierung fehlt zumeist.

Gefunden in den Proben: R15, M20, M21 Zentralgneise, 8943.

Weitere Ausführungen zu Zusammensetzung, Aufbau und Blastese der „penninischen Granate“ finden sich bei DROOP (1981), SELVERSTONE (1985), SPEAR & SELVERSTONE (1983).

Ostalpin

Granat-Glimmerschiefer und alle Gesteine, die durch Deformation aus Granat-Glimmerschiefer hervorgegangen sind, führen Granat oder Granatrelikte. Vier verschiedene Granat-Typen können unterschieden werden (Abb. 21b):

OA 1: Kleiner Granat: Die durchschnittliche Größe beträgt 0,2–1 mm. Der Granat ist unterschiedlich stark von Rissen durchzogen. Die Kornform ist überwiegend idiomorph. Optisch ist ein Zonarbau aus einschlußreichem Kern (kein geordnetes S_1) und klarem Randbereich zu beobachten. Das Gefüge ist grano-lepidoblastisch. Granat kann in der Grundmasse, aber auch innerhalb von Plagioklasrelikten gefunden werden. Es lassen sich also zwei Granatgenerationen unterscheiden.

Gefunden in den Proben: E11, E12, E2, 8845.

OA 2: Großer Granat: Die Größe beträgt durchschnittlich ca. 2–5 mm. Der Kernbereich wird durch einen Pigmentsaum vom Randbereich getrennt. Der Granat wird von rekristallisierten Druckschattenhöfen umgeben. Dieser Granat-Typ kann vereinzelt von Rissen durchzogen sein und randlich erste Diaphthoresuren zeigen.

Gefunden in den Proben: E13, E1.

OA 3: Großer Granat, diaphthoritisch: Die durchschnittliche Größe beträgt ca. 2 mm. Manche dieser Granate zeigen ein geordnetes (z.B. Spirale, Kreisbögen ...) Interngefüge. Ein Zonarbau ist nicht zu erkennen. Dies liegt entweder an einem primären Fehlen desselben, oder an einer Zerstörung durch fortge-

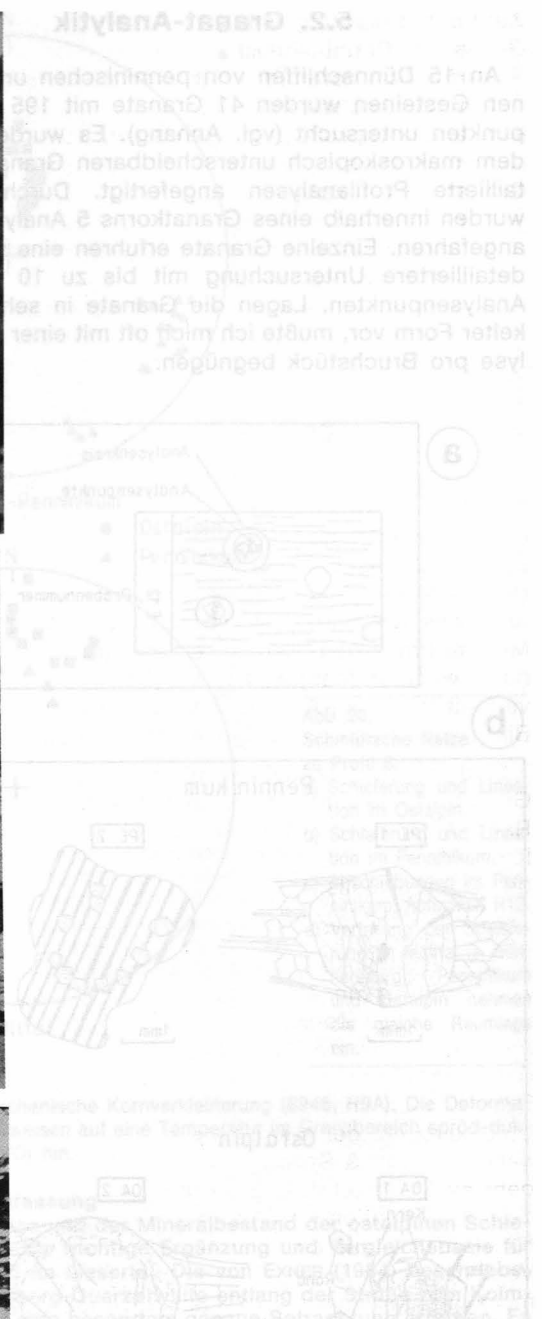
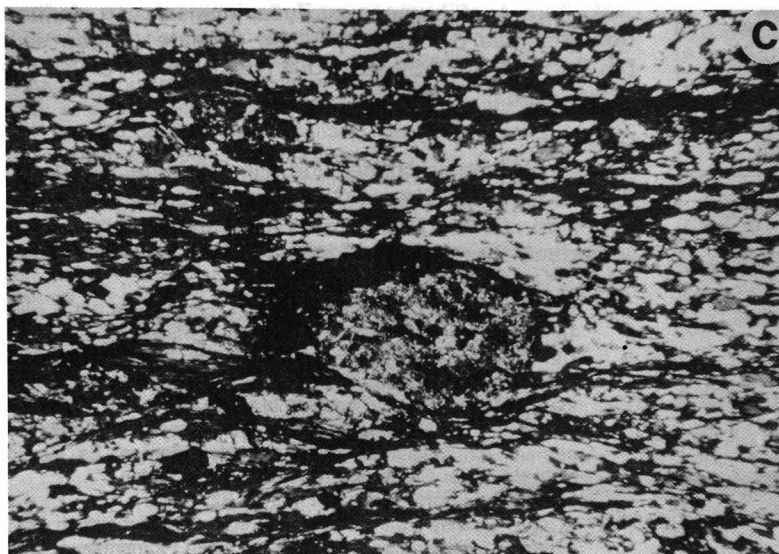
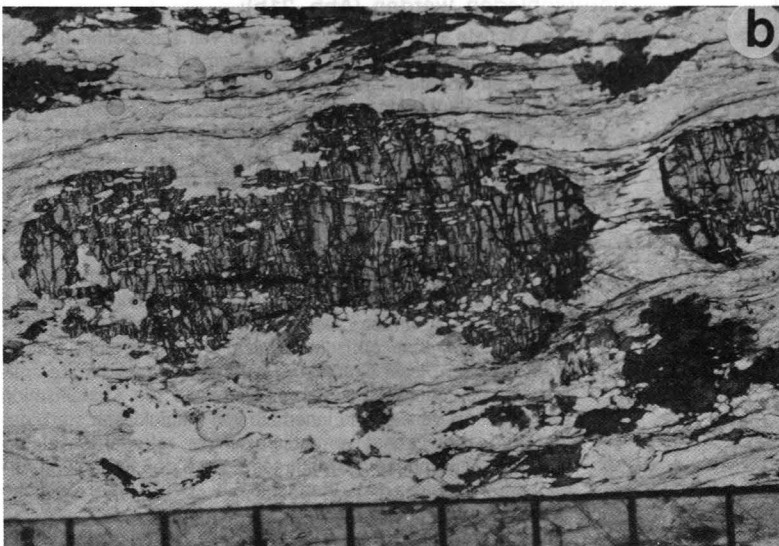
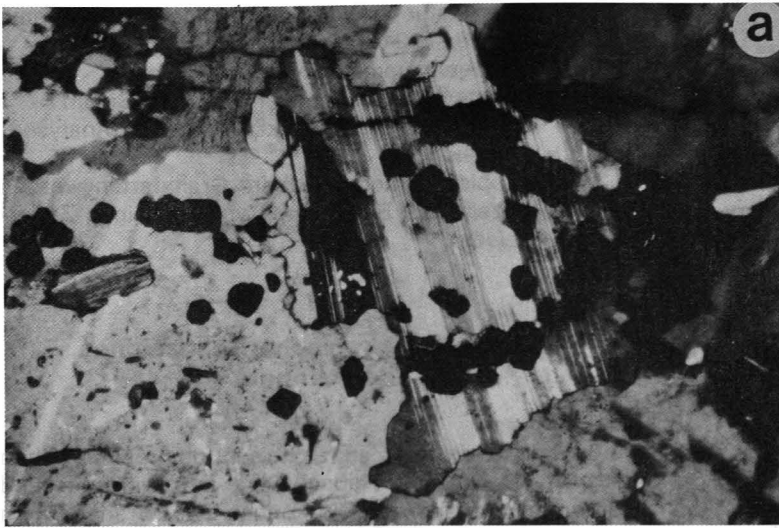


Abb. 22.

Gegenüberstellung der unterschiedlichen Granattypen.

- a) Idiomorpher Granat, in Plagioklas (= Albit) gesproßt unter retrograden Metamorphosebedingungen. Es handelt sich um Granat-Typ PE 2. Probe M20, Zentralgneis.
- b) Kataklastisch deformierter, leicht diaphthoritisch umgewandelter Granat wird in die Schieferung eingeregelt. Es handelt sich um Granat-Typ OA 3. Probe 8841, Glimmerschiefer am Krainberg.
- c) Granatformrelikt das durch Serizit, Chlorit und Eisenhydroxid pseudomorph ersetzt ist. Granat-Typ OA 4. Probe R12, quarzreiche Glimmerschiefer.

schriftene Diaphthorese. Die ehemaligen Druckschattenhöfe sind rekristallisiert (Abb. 22b).

Gefunden in den Proben: H4, L9, 8841, 8858, L11, 8846-48, KA6, KA7, M2, M3.

OA 4: Pseudomorphosen: Es handelt sich dabei um bis zu mm-große Granate. Im vollkommen zersetzten Zustand sind keine Granatrelikte mehr zu identifizieren (Abb. 22c). Manchmal sind noch kleinere Granatbruchstücke innerhalb eines Filzes aus Chlorit, Serizit und Eisenhydroxid erkennbar. Durch kataklasti-

sche Deformation kann Granat auch in die Schieferung eingeregelt werden. Die Granat-Typen OA 3 und OA 4 gehen fließend ineinander über (Abb. 22b).

Gefunden in den Proben: E5-E7, L1, L4, L5, L7, L8, L10, R10, A7.

Weitere Ausführungen zu Zusammensetzung, Aufbau und Blastese der ostalpinen Granaten finden sich bei SCHIMANA (1986) und THEINER (1987).

Zusammenfassung

Granat im Penninikum:

- Vermutlich voralpidischer Granat mit rekristallisierten Druckschattenhöfen.
- Granat gesproßt in Plagioklasen, vermutlich alpidischen Alters.

Granat im Ostalpin:

- Zonar gebauter Granat, Kern voralpidisch.
- Anwachssaume und kleiner Granat meist alpidisch gesproßt (SCHIMANA 1986).
- Granat im Zustand unterschiedlich starker Zersetzung.

5.2.2. EDX-Analyseergebnisse

Die Auswertung der Analyseergebnisse beruht auf folgenden Grundlagen: Nach HOLLISTER (1966) läßt sich eine glockenförmige Mn-Verteilung durch den bevorzugten Einbau des Mn in die Granatstruktur erklärt. Das bedeutet: Mn reichert sich bei der Blastese im Kern des Granates an, wodurch seine Umgebung an Mn verarmt. Den Randbereichen steht dadurch nur noch weniger Mangan zur Verfügung. Ist jedoch das verbleibende Mn-Angebot zu groß für den Einbau in Biotit, wird auch dieser Mn-Anteil im Granat eingebaut.

Eine progressive Metamorphose bei der Blastese von Granat ist gekennzeichnet durch ein vom Kern zum Rand ansteigendes Mg/Fe-Verhältnis. Darüber hinaus läßt sich die Kristallisation reiner Endglieder in folgender Reihung stellen:

$$T_{\text{Pyrop}} > T_{\text{Almandin}} > T_{\text{Spessartin}}$$

Nach CRAWFORD (1977) entwickelt sich eine Calcium-Zonierung, wenn ein Granat-Plagioklas-Gleichgewicht besteht. Diese Zonierung ist unabhängig von den Mechanismen, die zur Zonierung von Mn, Fe und Mg führen. Anorthitreicher Plagioklas gibt unter retrograden Bedingungen sein Ca ab. Granat baut dieses ein. Andererseits ist der Calcium-Austausch auch druckabhängig (GHENT & STOUT, 1981). Mit dem Einbau von Ca geht ein Wechsel des Al von der 6-er Koordination zur 4-er Koordination und von Fe bzw. Mg von der 8-er Koordination auf die 6-er Koordination einher. Diese Veränderungen in den Gitterpositionen führen zu Volumensveränderungen. Ansteigender Druck und niedrigere Temperaturen führen zum Calcium-Einbau im Granat.

Generell wird die Elementzonierung mit steigender Metamorphose schwächer. Höhere Temperaturen (Amphibolit-Fazies) können zu einer Homogenisierung des Zonarbaus führen (ACKERMAND & MORTEANI, 1976).

Da programmbedingt nur entweder Fe²⁺ oder nur Fe³⁺ für die Granatformel berechnet werden kann, wurde auf Grund des deutlichen Almandingehaltes das gesamte Eisen als Fe²⁺ berechnet. Es wurde damit der Almandin-Grossular-Pyrop-Mischkristallreihe der Vorzug gegeben.

Penninikum

Zu PE 1: Analytierte Probe: Amphibolit der Habach-Serie H10:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 66–59 % Almandin, 29–23 % Grossular, 9–5 % Spessartin und 6–4 % Pyrop. Diese Granate zeigen eine kontinuierliche CaO-Abnahme vom Kern nach außen. Leicht steigende MgO-Gehalte zum Rand hin laufen parallel zum Trend der FeO-Zunahme (Abb. 23).

Interpretation: Das Wachstum verlief unter prograden Metamorphosebedingungen. Auf Grund der Gefügebeziehungen ist ein präalpidisches Wachstum anzunehmen.

Zu PE 2: Analytierte Proben: Zentralgneise M21, R15:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 58–38 % Almandin, 54–32 % Grossular, 23–3 % Spessartin und 5–0 % Pyrop. Die Granate sind relativ uneinheitlich aufgebaut. Besonders fällt die Schwankungsbreite von Grossular und Spessartin auf. Der CaO-Gehalt zeigt zum Teil eine steile Elementabnahme vom Kern nach außen. Der MnO-Gehalt steigt vom Kern zum Rand an. FeO zeigt nur eine schwache Zonierung (Abb. 23).

Interpretation: Wachstumsphase unter nahezu konstanten, möglicherweise prograden p-T-Bedingungen. Alle Granate sind vermutlich alpidischen Alters, da diese idiomorph gesproßt sind und sich in retrograd zerfallenden Feldspäten befinden.

Ostalpin

Zu OA 1: Kleiner Granat: Analytierte Proben: Granat-Glimmerschiefer E11, E12:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 77–65 % Almandin, 23–5 % Grossular, 4–1 % Spessartin und 17–8 % Pyrop. Die Granate der beiden Proben zeigen einen diskontinuierlichen Aufbau. Der Kernbereich erscheint nahezu unzoniert (CaO ≈ 2 %). Der Anwachssaum wird gekennzeichnet durch einen sprunghaften Anstieg von CaO auf ≈ 6 %. Die meisten Granate sind in diesem Stadium des Wachstums eingefroren. Granate aus der Matrix zeigen vereinzelt ein Weiterwachsen mit Abnahme der CaO-Gehalte nach außen. Gegenläufig zur CaO-Entwicklung verhalten sich FeO und MgO (Abb. 23, Abb. 24a).

Interpretation: Der Anwachssaum ist unter anderen Metamorphosebedingungen (niedrigere T, höherer P) im Bezug zum Kern gesproßt. Ein Zonarbau des Randes ist nur vereinzelt oder nicht entwickelt. Daraus wird auf eine rasch gestoppte Blastese geschlossen. Alpidisches Wachstum des Anwachssaumes erscheint möglich. Da der Kernbereich keinen Zonarbau aufweist, wird eine Kristallisation unter medium grade Bedingungen und/oder Homogenisierung eines primär angelegten Zonarbaus vermutet. Der Bildungszeitpunkt für den Kern dürfte voralpidisch sein.

Zu OA 2: Großer Granat: Analytierte Proben: Granat-Glimmerschiefer E13, E1:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 85–73 % Almandin, 13–1 % Grossular, 7–0 % Spessartin und 21–8 % Pyrop. Ähnlich wie bei den vorher beschriebenen Proben (E11, E12) kann ein Kern und ein Anwachssaum unterschieden werden. Der Kern zeigt eine schwache Zonierung in der CaO-Verteilung (Abnahme vom Kern nach außen). Der Anwachssaum ist durch einen sprunghaften Anstieg im CaO-Gehalt von ≈ 0,5 % auf ≈ 5 % gekennzeichnet. Im Gegensatz zum Rand von OA 1 sinken hier die hohen CaO-Gehalte in allen untersuchten Granaten zum Rand wieder ab. Die FeO-Gehalte entwickeln sich gegenläufig zum CaO-Gehalt. Die MgO-Gehalte nehmen im Kern und Anwachssaum nach außen hin leicht zu. Generell sind die relativ hohen Pyropgehalte auffallend (Abb. 23).

Interpretation: Das Wachstum des Anwachssaumes fand unter anderen Metamorphosebedingungen im Bezug zum Kern statt. Vermutlich herrschten tiefere Temperaturen und höhere Drücke im Vergleich zum Kern. Der Kern ist vermutlich voralpidisch gesproßt. Die Zonierung des Anwachssaumes spiegelt eine prograden Metamorphoseentwicklung wieder.

Zu OA 3: Großer Granat, diaphthoritisch: Analytierte Proben: L9, H4:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 80–60 % Almandin, 28–12 % Grossular, 13–0 % Spessartin und 8–3 % Pyrop. Die Granate zeigen eine überwiegend kontinuierliche Entwicklung. Die CaO- und MnO-Gehalte nehmen vom Kern nach außen stetig ab. Im Gegensatz dazu zeigen die MgO- und FeO-Gehalte eine gegenläufige Tendenz. Deutliche Hinweise auf einen Anwachssaum konnten nicht gefunden werden. Auffallend ist der relativ hohe CaO-Gehalt für ostalpine Granat-Glimmerschiefer (Abb. 23, Abb. 24b,c).

Interpretation: Unter prograden Metamorphosebedingungen einphasig gewachsener Granat. Eine Parallelisierung mit dem Kern von OA 2 erscheint wahrscheinlich.

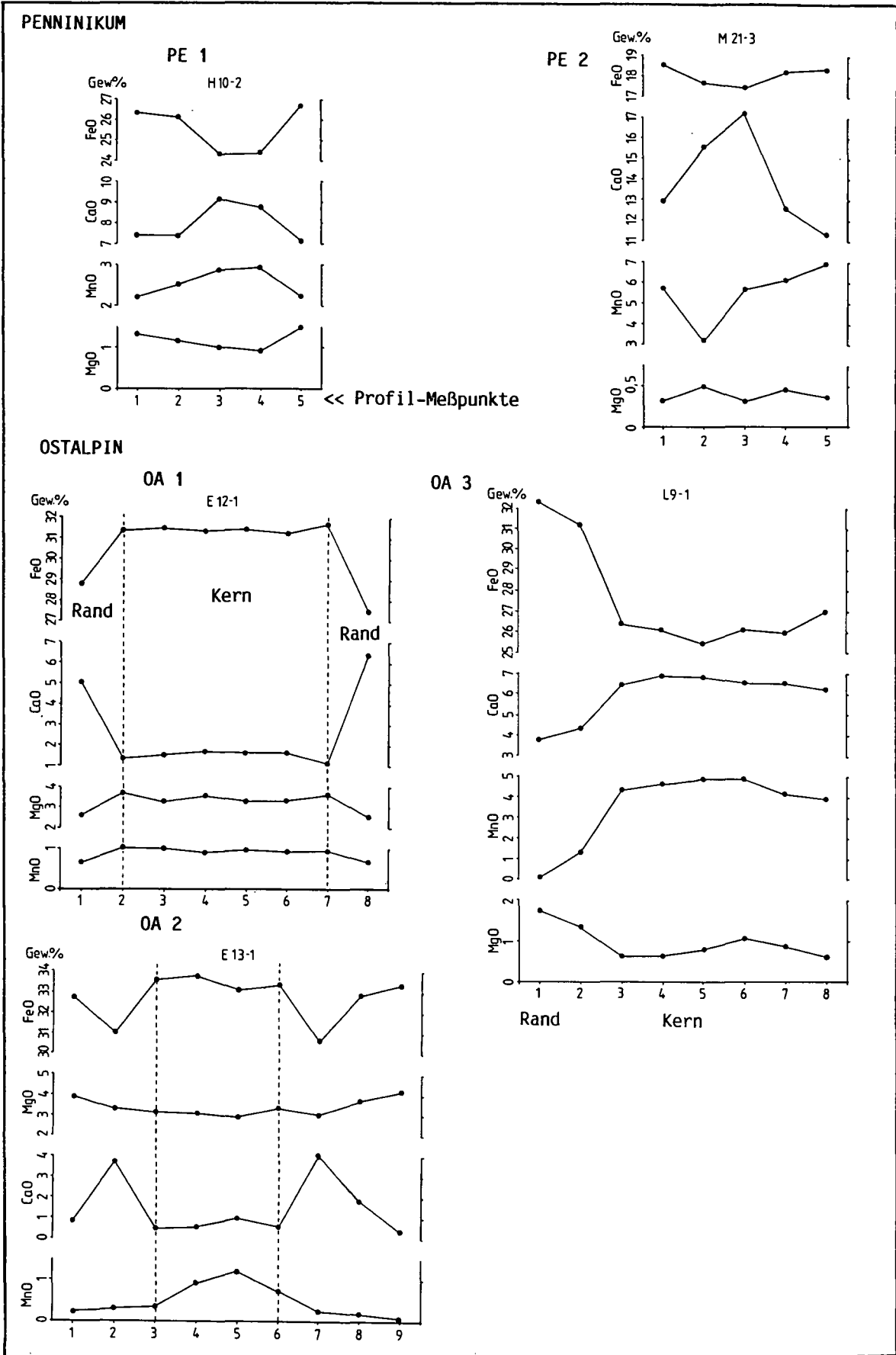


Abb. 23.

Ausgewählte Elementverteilungskurven der EDX-Analysen.

Die Granat-Typen des Penninikums unterscheiden sich in der CaO- und FeO-Elementverteilung. Im Ostalpin können in OA 1 und OA 2 deutlich zwei Granatgenerationen unterschieden werden. Bei OA 3 handelt es sich um einen einphasig zonar gebauten Granat. Nähere Erläuterungen siehe Text. Beachte unterschiedliche Maßstäbe bei den Elementen.

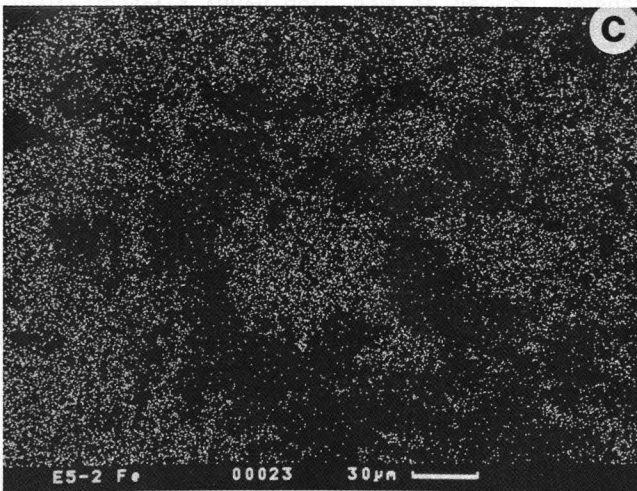
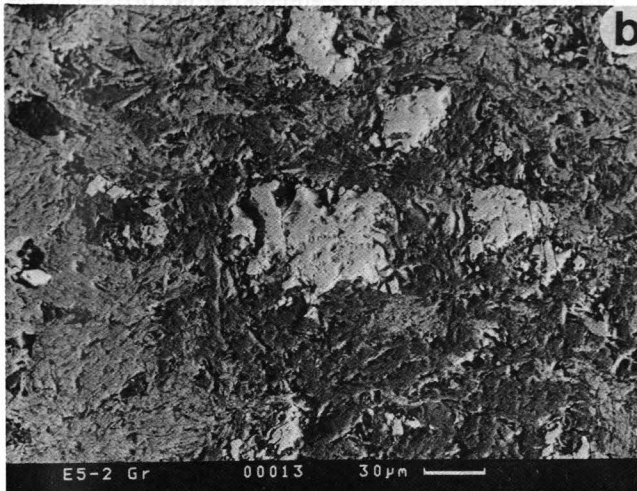
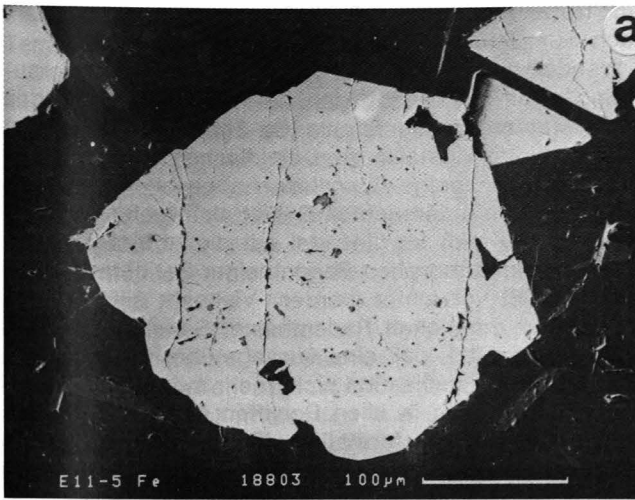


Abb. 24.

EDX-Untersuchungen an ostalpinem Granat.

- Rückstreu-Elektronenbild eines zonargebauten Granates. Der etwas dunklere Rand zeigt den höheren Grossularanteil vom Anwachssaum an. Der hellere Kern besteht aus almandinbetontem Granat. Granat-Typ OA 2. Probe E11, Granat-Glimmerschiefer.
- Rückstreu-Elektronenbild eines zersetzten Granates. Heller Bereich Mitte = Granat; dunkelgrau = Serizit; hellgrau = Chlorit. Granat-Typ OA 4. Probe E5, Glimmerschiefer.
- Das Elementverteilungsbild für Fe zu Abb. 24b läßt deutlich das almandinbetonte Granatrelikt und den Mg-Fe-Chlorit erkennen.

Zu OA 4: Granatrelikte: Analytierte Proben: mylonitische Glimmerschiefer aus dem Liesertal E5, E7, R10, L4:

Die Granate setzen sich zusammen aus: 80–71 % Almandin, 16–9 % Grossular, 8–1 % Spessartin und 9–5 % Pyrop. Falls die Granatbruchstücke eine detaillierte Untersuchung zugelassen haben, kann eine kontinuierliche Abnahme des CaO-Gehaltes nach außen hin festgestellt werden. Ausnahme R10: Dieses Granatrelikt fällt durch seine außergewöhnlich hohen MnO-Gehalte (Spessartinkomp. 20 %) auf. Eine Zuordnung zu einem Zonarbau ist auf Grund der schlechten Erhaltung des Granates nicht möglich.

Zusammenfassung

Die Granate im Penninikum haben folgende Kennzeichen:

- Optisch ist kein Zonarbau erkennbar.
- Der chemische Zonarbau beider Granat-Typen deutet auf prograde Metamorphosebedingungen hin.

Voralpidischer Granat

- Die Almandinkomponente ist wesentlicher Anteil der Mischkristallzusammensetzung (66–59 %).

Alpidischer Granat

- Die Grossularkomponente ist wesentlicher Anteil der Mischkristallzusammensetzung (54–32 %).
- Uneinheitliche Elementverteilung (bes. Mn) bei verschiedenen Granaten innerhalb einer Probe.

Granate im Ostalpin haben folgende Kennzeichen:

- Optisch ist bereits ein Zonarbau erkennbar.
- Neben der Hauptkomponente Almandin ist Pyrop ein wichtiger Anteil der Mischkristallzusammensetzung.
- Der Kern ist z.T. zonar gebaut, z.T. homogenisiert. Sein Kristallisationsalter ist wahrscheinlich voralpidisch.
- Der Anwachssaum ist im Wachstum gestoppt, z.T. ist ein Zonarbau entwickelt. Sein Alter ist wahrscheinlich alpidisch.
- Kern und Anwachssaum sind unter prograden Bedingungen gewachsen.

5.2.3. Diskussion der Analysenergebnisse

Der alpidisch gesproßte Granat ist klein, klar und undeformiert. Geochemisch ist er gekennzeichnet durch seinen merklichen Calcium-Gehalt (Abb. 25a). Diese deutliche Differenz im Calcium-Gehalt zwischen dem variszischen Granat und alpidischen Granat erklärt DROOP durch die Umwandlung von Anorthit in Albit. Die Analysenergebnisse der Granate im Penninikum stimmen mit der Beobachtung von DROOP (1981) überein.

Der Granatchemismus hängt neben den Metamorphosebedingungen bei der Bastese auch von der Ausgangszusammensetzung des Eduktes ab. Da sich die Untersuchungen in ostalpinen Kristallin auf neue p-T-Untersuchungen und Altersdatierungen von SCHIMANA (1986) stützen können, ist zumindest für die Glimmerschiefer in der Umgebung eine Parallelisierung mit den eigenen Ergebnissen der Granatuntersuchungen angebracht. Es sind große Ähnlichkeiten der Analysenergebnisse erkennbar.

Nach eigenen Untersuchungen ergaben sich allerdings nur zwei Granatgenerationen. Granat 1 und 2 von SCHIMANA (1986) entsprechen bei meinen Untersuchungen jeweils dem Granat-Kern. Diese Granate ordne ich

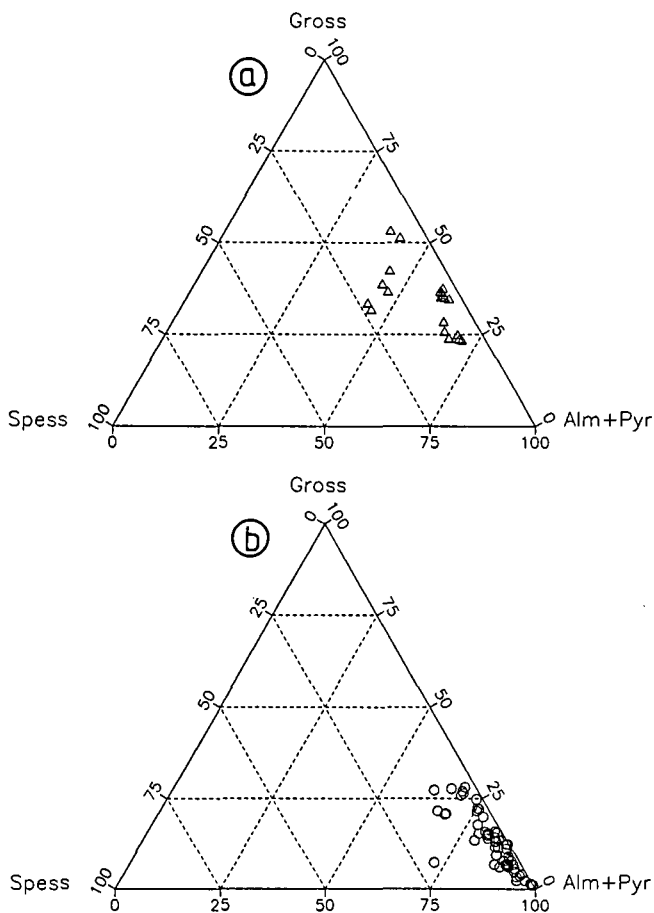


Abb. 25.
Konzentrationsdreiecke für die Mischkristallzusammensetzung der gemessenen Granate.
a) Mischkristallzusammensetzung für das Penninikum. Die Grossularkomponente der penninischen Granate ist deutlich höher als bei den ostalpinen Granaten.
b) Mischkristallzusammensetzung für das Ostalpin. Die ostalpinen Granate werden deutlich von der Almandin-Pyropkomponente geprägt.

analog zu SCHIMANA (1986) einer prograden, vermutlich variszischen Metamorphose zu. Diese Metamorphose hatte auf Grund der beginnenden Homogenisierung die mittlere bis obere Amphibolitfazies erreicht. Der Anwachssaum entspricht Granat 3 von SCHIMANA. Eigene Untersuchungen bestätigen einen sprunghaften Ca-Anstieg vom Kern zum Rand. Alpidisches Alter des Anwachssaumes ist wahrscheinlich (Kapitel 6.3.). Auch die Unterteilung der Granate in zwei Gruppen kann nachvollzogen werden: mehrphasiger Granat mit calcium-reicherem Rand; einphasiger Granat.

Für die Probe E11 bei Leoben war eine Druck- und Temperaturangabe möglich, da SCHIMANA (1986) an diesem Ort bereits geothermobarometrische Untersuchungen der Granate des ostalpinen Kristallins durchgeführt hat. Aus dem Datenvergleich ergeben sich für die Anwachssäume der Granate aus Probe E11 Temperaturen von 520–550°C und Drucke von ca. 7–8 kbar (nach GHENT & STOUT, 1981) (vgl. Kapitel 6.2.).

Durch die Beprobung von Bereichen, in denen SCHIMANA (1986) geochronologische Untersuchungen durchgeführt hat, ergibt sich die Möglichkeit, die Mineralblastese und Gefügeentwicklung zeitlich einzuordnen. Der Probe E11 bei Leoben entsprechen K-Ar Alter von Muskovit mit 93 ± 4 Ma und für Biotit K-Ar Alter von 101 ± 4 Ma (vgl. Kapitel 6.3.). Das höhere Biotit-Al-

ter trotz niedrigerer Schließungstemperatur beruht nach SCHIMANA auf einem Überschuss von Argon.

Wendet man diese Daten auf die eigenen Untersuchungen an, so ergibt sich eine Zuordnung für das letzte Metamorphoseereignis (Ca-Zonierung im Granat) im ostalpinen Kristallin zum alpidischen Zyklus.

Da bis auf wenige Ausnahmen abgesehen einphasiger Granat im untersuchten Gebiet nicht gefunden werden konnte, muß im Liesertal auf die Abtrennung der einphasig metamorphen Radentheiner Serie nach SCHIMANA (1986) verzichtet werden. Vielmehr sind im Bereich einer möglichen Radentheiner Serie die Granate so stark zersetzt, daß eine Aussage über verschiedene Phasen der Kristallisation nicht mehr möglich war. Darüber hinaus kann in allen Schlifften und Aufschlüssen eine polyphase Deformation (Crenulation, isoklinale Faltung von Quarzknuern etc.) festgestellt werden.

Zusammenfassung

- Alpidischer Granat im Penninikum ist grossularbetont.
- Der alpidische Metamorphosehöhepunkt im Ostalpin liegt bei 520–550°C, 7–8 kbar. Altersdatierungen ergaben eoalpine Werte.
- Einphasiger Granat der Radentheiner Serie kann sowohl alpidisch als auch variszisch gesproßt sein.
- Eigene Gefügeuntersuchungen an den Schiefen der Radentheiner Serie im Liesertal zeigten Spuren einer polyphasen Deformation.

5.3. Amphibol-Analytik

Die Grüngesteine der Habach-Serie ließen bei mikroskopischen Untersuchungen Hinweise auf verschiedene Amphibolgenerationen erkennen (vgl. Kapitel 3.1.2.2.). Bei der Habach-Serie des östlichen Tauernfensters handelt es sich nach VAVRA & FRISCH (1989) um Metabasalte und Metavulkanite (Metarhyolite) einer Inselbogen bis Backarc-Becken Position. An 3 Grünschieferproben (Prasinit, Granatamphibolit) der Habach-Serie wurden 19 Amphibolanalysen angefertigt um den Chemismus der Amphibolgenerationen zu entschlüsseln. Die Mineralformel wurde aus den EDX-Analysen nach LEAKE (1978) mit 23 Sauerstoffprotonen pro Formeleinheit berechnet. Die Nomenklatur erfolgte nach dem Fließschema von MOGESSIE & TESSADRI (1982).

Zwei Amphibolgenerationen können bereits u.d.M. unterschieden werden. Große Amphibolkristalle zeigen einen braun gefärbten Kernbereich und einen blaßgrün bis kräftig grün gefärbten Randbereich. Die Matrixamphibole sind deutlich kleiner und von nadeliger bis rautenförmiger Kristallform. Sie entsprechen im Pleochroismus und der Doppelbrechung den Randbereichen der großen Kristalle.

Durch die Analytik konnte die Untergliederung in zwei Generationen bestätigt werden. Bei dem Kernbereich handelt es sich um einen Fe-Mg-Amphibol, der auf Grund des Auslöschungsschiefe als Cummingtonit angesprochen werden kann. Die Randbereiche und Hauptmasse (Schieferung) der Amphibole bestehen aus der Aktinolith-Tschermakit-Mischkristallreihe. Weitere größere Hornblendekristalle zeigen eine chemische Zonierung vom Kern zum Rand über Magnesio-Hornblende zu Aktinolith. Der Zonarbau der Amphibole weist auf

eine Metamorphose unter annehmenden Druck- und Temperaturbedingungen hin.

Die im Kern braungefärbten Fe-Mg-Amphibole mit aktinolithischem Randbereich werden als uralitisierter Pyroxen interpretiert. Als Ausgangsmineral dürfte ein Orthopyroxen (Enstatit, Bronzit etc.) in Frage kommen. Dieser Orthopyroxen wurde wahrscheinlich während der variszischen Metamorphose in einen Cummingtonit umgewandelt. Für einen Teil der Amphibolite kann somit ein mafischer bis ultramafischer Vulkanit (Basalt) oder Plutonit (Gabbro, Norit, Pyroxenit) als Edukt angenommen werden (WIMMENAUER, 1985). Die aktinolithischen Randbereiche werden dem alpidischen Metamorphosegeschehen zugeordnet (vgl. Kapitel 6.1.).

Große Magnesiohornblenden, wie sie ebenfalls nachgewiesen werden konnten, werden üblicherweise als Pseudomorphosen nach Klinopyroxen interpretiert (HÖCK & PESTAL, 1990).

Tschermakit oder tschermakitische Hornblende wurde in Amphiboliten mit almandinbetontem Granat (Granat-Typ 1 des Penninikums) gefunden. Er ist ein typisches Amphibol der amphibolitfaziellen Metamorphose. Gemeinsam mit Almandin ist er ein fazieskritisches Mineral der Albit-Epidot-Almandin Subfazies und kann damit als Hinweis auf die Höhe der variszischen Metamorphose dienen. Die jüngere schieferungstragende, aktinolithische Amphibolgeneration wird dem alpidischen Metamorphosegeschehen zugeordnet.

Zusammenfassung

Zwei Generationen von Amphibol können unterschieden werden:

- Fe-Mg-Amphibole entstanden durch Uralitisierung von Orthopyroxen.
- Magnesiohornblenden entstanden durch Umwandlung von Klinopyroxen.
- Ausgangsgesteine waren mafisch-ultramafische Vulkanite und Magmatite.
- Tschermakit und Granat dient als Hinweis auf die Albit-Epidot-Almandin-Subfazies.
- Amphibole der Matrix gehören der Aktinolith - Tschermakit Mischkristallreihe an.

- Der Zonarbau deutet auf eine Metamorphose unter retrograden Bedingungen hin. Tschermakitische Hornblende und Granat (PE 1) könnten gemeinsam eine Paragenese gebildet haben.

5.4. Feldspat-Analytik

Im Penninikum können mikroskopisch klare (= neugesproßte) und gefüllte (= alte) Feldspäte unterschieden werden. Die Feldspatporphyroklasten sind zum überwiegenden Teil symmetrisch ausgelängt und können Deformationszwillinge aufweisen (KRUHL, 1987). Vereinzelt sind klare Anwachsäume um alte getrübte Feldspäte erkennbar (Abb. 26). Bei den Anwachsäumen wird von mir eine alpidische Blastese angenommen.

Die Plagioklasanalysen im Penninikum ergaben mit Ausnahme einer Probe (R15) eine albitische Zusammensetzung. Die Plagioklase der Probe R15 sind Oligoklase. Die Feldspatanalysen dokumentieren, daß im Randbereich des Tauernfensters nur die p-T-Bedingungen einer low grade Metamorphose erreicht wurden. Im Zentralbereich hingegen wird die Oligoklas-Isograde überschritten, etwa gemeinsam mit beginnendem Granatwachstum und der beginnenden Rekristallisation von Feldspat (vgl. Kapitel 4., 5.3.3., 6.1.). Diese Ergebnisse ermöglichen es, die für den Zentralbereich des Tauernfensters festgelegten Isograden (HÖCK, 1980; FRANK et al., 1987) nach Osten weiter zu verfolgen (vgl. Kapitel 6.1.).

EDX-Untersuchungen an den Feldspäten des deformierten ostalpinen Kristallins ergaben ausschließlich eine albitische Zusammensetzung. Dies dokumentiert, daß die Feldspäte des ostalpinen Kristallins vollständig auf die Bedingungen des low grade umgestellt wurden. Der Zeitpunkt der Umstellung der Feldspäte muß offen bleiben, da die Albitisierung einerseits bereits auf dem retrograden Ast der eoalpinen p-T-Schleife erfolgt sein kann; andererseits fand jungalpidisch eine retrograde Überprägung im Randbereich des Kristallins statt (vgl. Kap. 8.3.).

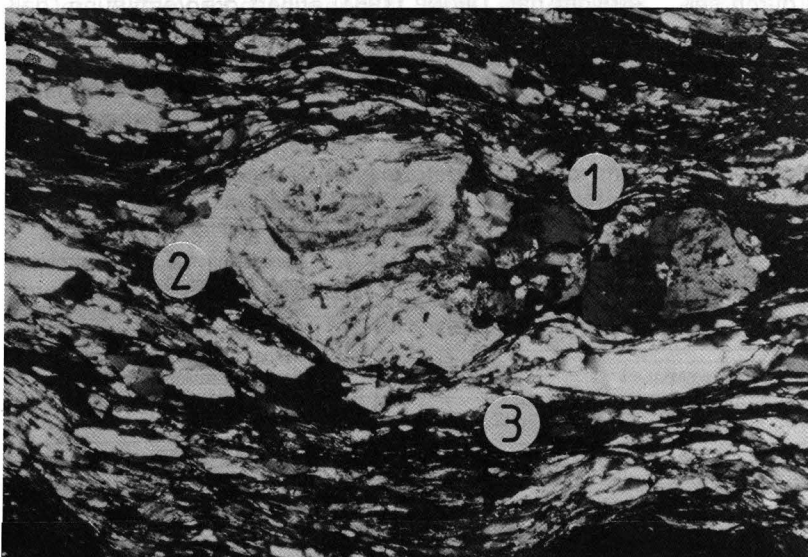


Abb. 26.

Albit mit graphitischer Pigmentierung.

Der Feldspat wurde zerrissen (1) und zeigt einen jüngeren Anwachsraum (2). Die Quarze sind zu Bänderquarzen überprägt und randlich rekristallisiert (3).

Probe 8811, Habachphyllit, Radlgraben-Nordflanke, 1280 m Wegende oberhalb Goldbergwerk.

6. Metamorphose

6.1. Metamorphose im Penninikum

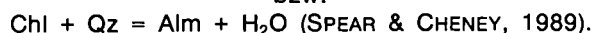
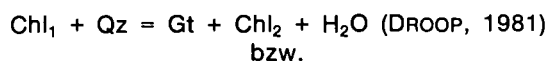
Die Sedimentation der Bündner Schiefer im Penninikum dauerte vom Jura bis zur Oberkreide. Nach FRISCH (1980) wurden die Bündner Schiefer zwischen 80–90 Ma der Ablagerung durch Subduktion bzw. Überschiebung entzogen. CLIFF et al. (1985) nehmen eine Überschiebung des Penninikums durch den ostalpinen Deckenstapel erst bei 65 Ma an. Erst nach der Überschiebung bzw. Stapelung des Penninikums konnte eine metamorphe Überprägung stattfinden. Ein Teil dieser Gesteine (Altes Dach) hat bereits eine voralpidische Metamorphose erlebt (vgl. Kapitel 5.3.).

EDX-Untersuchungen (vgl. Kapitel 5.) an Granat und Amphibol der Habach-Serie ergaben Almandin-Grossular-Mischkristalle und tschermakitische Amphibole, die beide gemeinsam auf die Albit-Epidot-Almandin-Subfazies hinweisen. Auf Grund der geochemischen Zusammensetzung, der beginnenden Chloritisierung des Granates und der Einregelung aktinolithischer Amphibole (Schieferung) handelt es sich bei dieser Subfazies vermutlich um Relikte eines voralpidischen Metamorphoseereignisses. Relikte polysynthetisch verzwilligter Plagioklase lassen den Schluß auf Plagioklas mit höherem Anorthitgehalt (z.B. Oligoklas oder Andesin) zu (Abb. 27). Druck- und Temperaturabschätzungen für die voralpidisch überprägten, gebänderten Gneise und die Habach-Serie sind auf Grund der intensiven alpidischen Deformation (vgl. Kapitel 7. Strukturgeologie) und Überprägung der Randbereiche des Tauernfensters nur bedingt möglich. Es läßt sich mit den dargelegten Beobachtungen die erreichte Mindesthöhe der voralpidischen Metamorphose abschätzen. Nach WINKLER (1979) ergibt sich so im Arbeitsgebiet für die variszische Metamorphose der almandine low grade, also die obere Grünschiefer-Fazies bis niedrige Amphibolit-Fazies. Nach FRASL (1958), HÖCK & PESTAL (1990) wurde ein Teil der Gesteine des Penninikums (= Altkristallin) im Oberkarbon bis Perm bei der Intrusion der Zentralgneise kräftig voralpidisch metamorph überprägt.

Alpidisch gesproßter Granat zeichnet sich durch seine deutlich höhere Grossularkomponente im Vergleich zum variszisch gesproßten Granat und durch seine kleine, idiomorphe Kornform aus (vgl. Kapitel 5.). Gemeinsam mit dem alpidisch gesproßten Granat tritt vermutlich alpidisch gesproßter Oligoklas und eine Rekristallisation von Plagioklas auf. Alle drei Indizien können

für eine Einengung des Metamorphosehöhepunktes herangezogen werden (Abb. 27). Duktil deformierte und rekristallisierte Quarze dokumentieren die Phase der retrograden Metamorphose. Nach WINKLER (1979) ist mit dem Auftreten von Granat (Almandin) und Oligoklas mit Amphibol, die Obergrenze der low grade Metamorphose definiert. Der alpidische Metamorphosehöhepunkt kann damit für den Randbereich des östlichen Tauernfensters auf höhere Grünschieferfazies bis niedrige Amphibolitfazies eingeschränkt werden. Eine genauere Bestimmung der Metamorphosebedingungen ist mangels fazieskritischer Minerale nicht möglich.

Im südöstlichen Tauernfenster wurden von DROOP (1981, 1985.) 3 Mineralzonen unterschieden: Granat-Chlorit Zone, Chloritoid-Biotit Zone (nicht immer vertreten) und Staurolith-Biotit Zone. Im Arbeitsgebiet wird im Grenzbereich der Zentralgneise zu den gebänderten Gneisen des penninischen Altkristallins die Granat-Chlorit Zone erreicht. Sie entspricht nach p-T Berechnungen von DROOP (1985.) einer Temperatur von $490 \pm 50^\circ\text{C}$ und Drucken von 7 ± 1 kbar. Die Mineralreaktionen liefern nach folgendem Schema ab:



Dies sind im Penninikum des Arbeitsgebiet die Bereiche mit der höchsten alpidischen Metamorphose. Die restlichen Gesteine haben keine Granatsprossung erlebt. Das bedeutet, sie verblieben während der gesamten alpidischen Metamorphose im Bereich der low grade oder grünschieferfazialen Metamorphose.

Das dominierende Metamorphoseereignis im Tauernfenster ist die Tauernkristallisation. Sie erreichte Temperaturen um 600°C und Drucke zwischen 6–7 kbar im Kernbereich des Tauernfensters (DROOP, 1981; VAVRA, 1989). Zu den Rändern hin nehmen die Temperaturen ab auf Werte unterhalb der Oligoklas-Isograden (HÖCK, 1980; FRANK et al., 1987). Dies bedeutet, daß die Metamorphose an den Rändern nur das low grade Stadium erreicht hat. DROOP (1981) äußert die Vermutung, daß die thermale Aufheizungsgeschichte zu den Rändern inhomogen wird. Der Metamorphosehöhepunkt der alpidischen Regionalmetamorphose war vor ca. 35–40 Ma, nach der alpidischen Krustenstapelung (DROOP, 1981; CLIFF et al., 1985.). Anhaltspunkt dafür sind die kaum deformierten Isograden. Sie wurden im

	VORALPIDISCH	ALPIDISCH
Metamorph.	Regionalmeta.	Hochdruck Regionalmeta.
Zeit	Variszisch	Eoalpin Tauernkrist. Jungalpidisch
Tektonik		Stapelung Hebung
Granat	—Granat 1— min. $500^\circ\text{C}/4$ kbar	? —Granat 2— max. $490^\circ\text{C}/7$ kbar
Amphibol	-Cum., Mg-Hbl., Tscher.	? Aktinolith >Chlorit
Plagioklas	—Plg. 1— metamorph + magmatisch	? —Plg. 2— Kataklyse Rekristallisation
Kalifsp.	—magm.—	? Schach.ab. Kataklyse

Abb. 27. Kennzeichnende Mineralentwicklung im Penninikum. Alpidisch kann im Tauernfenster ein Hochdruck-Ereignis und eine Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) unterschieden werden.

Hochalm-Ankogel-Kern durch Hebungstektonik in die Subvertikale rotiert. Im Gegensatz dazu erfuhren die Isograden im Sonnblick-Kern eine Faltung (DROOP, 1981).

Hinweise auf ein eoalpines Subduktionsereignis, wie sie für das mittlere und westliche Tauernfenster durch das Auftreten von Eklogiten und Blauschiefern vorliegen (SELVERSTONE et al., 1984; DROOP, 1985), sind im östlichen Tauernfenster selten und unsicher. DROOP (1985) spricht von möglichen Lawsonitpseudomorphosen in Amphiboliten der Äußeren Schieferhülle. Diese werden von ihm einem eoalpinen Blauschieferstadium mit $T < 450^{\circ}\text{C}$ und $P < 12$ kbar zugeordnet. Diese Relikte stellen im südöstlichen Tauernfenster eine Ausnahme dar. Im untersuchten Gebiet konnten keinerlei Hinweise für ein Hochdruck-/Tiefenergieereignis gefunden werden.

Aus den Druckabschätzungen für die Mineralzonen nach DROOP (1982, 1985) ergibt sich für das mittlere Tertiär eine Überlagerung des Tauernfensters um 26 ± 4 km ($p = 7 \pm 1$ kbar). Für das eoalpine Blauschieferereignis werden Drucke bis zu 12 kbar gefordert. Auf Grund dieser Tatsachen postuliert DROOP (1985.), daß die gesamte tektonische Krustenverdickung im östlichen Tauernfenster vor der eoalpinen Metamorphose stattfand. Die Krustendicke im mittleren Tertiär betrug vermutlich 60–70 km. Die heutige Krustendicke unter dem Tauernfenster beträgt nach ANGENHEISTER et al. (1972) 40–50 km.

Es fragt sich, woraus sich die Differenz aus 25 km Krustenmächtigkeit zusammensetzen könnte. 12–15 km Mächtigkeit werden von DROOP (1985) dem ostalpinen Kristallin zugeordnet, den Rest der verdickten Kruste sollen die Grauwackenzone und die nördlichen Kalkalpen abdecken.

Zusammenfassung zur Metamorphose-Geschichte im Penninikum

- Die Sedimentation der Bündner Schiefer erfolgte im Jura bis zur Oberkreide.
- Am Südostrand des Tauernfensters sind nur geringe Hinweise auf ein hoch p/tief T-Stadium zu finden.
- Der Metamorphosehöhepunkt wird im Alttertiär (Tauernkristallisation) nach der Deckenstapelung erreicht.
- Im Arbeitsgebiet werden maximal die p/T-Bedingungen der Granat-Chlorit Zone = 490°C , 7 kbar erreicht. Die übrigen Abfolgen im Penninikum sind nur low grade metamorph.
- Die voralpidische Metamorphose hat mindestens die almandine low grade Metamorphose erreicht.

6.2. Metamorphose im Ostalpin

Die siliziklastischen Abfolgen wurden vermutlich im Ordovizium bis Silur (SCHÖNLAUB et al., 1976) sedimentiert, können aber auch älter sein. Damit ist für diese Gesteine, wie für das übrige ostalpine Kristallin, eine variszische Deformation und Metamorphose anzunehmen. Aus Serienvergleichen wird für das ostalpine Kristallin eine tektonische Stapelung und Deformation zu variszischer Zeit (DEUTSCH, 1988; SCHIMANA, 1986) und eine posttektonische Metamorphose angenommen. Die Serien wurden dabei amphibolitfaziell (medium grade) überprägt (HOKE, 1990).

Aus der EDX-Analytik (vgl. Kapitel 5.) ist bekannt, daß manche Granatkerne (variszisch) eine Homogenisierung erfahren haben. Daraus läßt sich zumindest für einen Teilbereich des ostalpinen Kristallins auf eine Temperatur von 600–640°C schließen (Abb. 28). Diese variszische Metamorphose nimmt von S nach N zum Katschberg hin ab, da nach THEINER (1987) in der Aineck-Teuerlnock Serie niemals Temperaturen der amphibolitfaziellen Metamorphose erreicht wurden.

Der alpidischen Metamorphose wird der Anwachsraum der Granate, Biotit und Paragonit zugeordnet. Diese Paragenese ist nur in nicht retrograd überprägten ostalpinen Glimmerschiefern erhalten. Der überwiegende Teil der von mir untersuchten ostalpinen Schiefer wurde jedoch deutlich retrograd überprägt. Druck-Temperatur-Bestimmungen von SCHIMANA (1986) und THEINER (1987) lagen für die alpidische Metamorphose zwischen 480°C (am Katschberg, Aineck-Teuerlnock Serie), 520°C (bei Leoben, Priedröf Serie) und nach HOKE (1990) für die Polinik Einheit (Altkristallin südlich des Tauernfensters) bei 600°C und 6–7 kbar. Im Raum Radenthein wurden Temperaturen bis 600°C für die eoalpine Prägung bestimmt (SCHIMANA, 1986). Generell läßt sich ein Einfallen der alpidischen Isograden nach E in Richtung Stangalm (Gurktaler Decke) feststellen (THEINER, 1987).

Der alpidische Metamorphosehöhepunkt im Ostalpin wird mit ca. 86–92 Ma (SCHIMANA, 1986; HEJL, 1984; HAWKESWORTH et al., 1975.) bestimmt und von HOKE (1990) mit 105 Ma angegeben. Es handelt sich somit im Kristallin um eine eoalpine Prägung. Dies ist ein wesentlicher Unterschied zum Penninikum. Alle Bereiche des ostalpinen Kristallins am Tauernfensterrand haben eoalpin Temperaturen über 300°C erreicht, wodurch eine Angleichung der Glimmeralter stattfand (siehe auch: Kreuzeck-Gruppe, HOKE, 1990, und Goldeck-Gruppe, DEUTSCH, 1988, vgl. Kapitel 6.3.).

	VORALPIDISCH	ALPIDISCH		
Metamorph.	Regionalmeta.	Regionalmeta.		
Zeit	Variszisch	Eoalpin	Tauernkrist.	Jungalpidisch
Tektonik		Eineng.	?	Transpression
Granat	—Granat 1— ca. $600-640^{\circ}\text{C}$	—Granat 2—	?	Pseudomorphosen nach Granat
Plagioklas	—Plg 1—	—Plg 2—	Albit	?
Biotit		—Chlorit	?	Eisenhydroxid
Amphibol		—Epidot, Chlorit	?	

Abb. 28. Kennzeichnende Mineralentwicklung im Ostalpin.

Die mesoalpide Phase (Tauernkristallisation) ist im ostalpinen Kristallin östlich des Tauernfensters nicht mit einem Metamorphosepeak repräsentiert. Die alpidischen Gleichgewichte sind jedoch im Arbeitsgebiet am Ostrand des Tauernfensters trotzdem nicht erhalten.

Bei den Dünnschliffauswertungen des ostalpinen Kristallins im Randbereich zum Tauernfenster können Rekrystallisation und undulöse Auslöschung von Quarz, Zersatz von Biotit zu Eisenhydroxiden, Leukoxen, Chlorit und Kaolinit, sowie die Albitisierung der Feldspäte erkannt werden. Paragonit und Kaolinit kommen nach WINKLER (1979) bereits in der very low grade Metamorphose vor. Unter höheren Drucken kommt Kaolinit auch in der niedrigen Grünschieferfazies (low grade) vor. Paragonit kann in Al-reichen Gesteinen von der very low grade bis zur medium grade Metamorphose vertreten sein. Beide Minerale können damit retrograde Metamorphosebedingungen darstellen. Ansonsten enthalten die Mineralparagenesen keine fazieskritischen Mineralgesellschaften, die eine exaktere Aussage über die posteoalpinen Metamorphosebedingungen zulassen würden.

Über Deformations- und Kristallisationsgefüge von Quarz, eine fehlende Rekrystallisation von Biotit und die nicht erfolgte Umstellung der radiometrischen Alter läßt sich nach VOLL (1976) auf eine posteoalpine, retrograde Überprägung mit Temperaturen um 300°C schließen. Durch Einwirkung einer fluiden Phase werden die Deformationsvorgänge begleitet. Diese fluide Phase dürfte durch die Entwässerung der mesozoischen Sedimente, die am Ende der Oberkreide zugeschoben wurden, geliefert worden sein (FRANK, 1987). Dadurch kann es vereinzelt zur Bildung von Mischaltern im Randbereich des Tauernfensters gekommen sein.

Der Zuschub des Penninikums wird durch ein unterschiedliches Schwermineralspektrum in der Oberkreide der nördlichen Kalkalpen (WINKLER, 1988), durch das Ende der Sedimentation der Bündner Schiefer und durch eine rapide Abkühlung des amphibolitfazialen bis grünschieferfazialen ostalpinen Stapels angezeigt (WINKLER, 1988). Das Abkühlungsalter des Ostalpins wird durch K-Ar-Schließungsalter der Biotite (ca. 300°C) auf 70–65 Ma bestimmt (HAWKESWORTH et al., 1975). Während der Abkühlung des Ostalpins muß es zu einer schwachen Aufbeulung oder Verkipfung der Isograden gekommen sein, da nach Daten von THEINER (1987) und SCHIMANA (1986) die Glimmerschiefer am Katschberg weniger metamorph sind (ca. 490–500°C), als in der Umgebung von Radenthein (ca. 600°C).

Im Kontaktbereich ostalpinen Kristallin-Penninikum und der näheren Umgebung fanden Umkristallisationen von Quarz, Biotit und Plagioklas (Albit) statt. Serizite und Feldspäte erfuhren eine kataklastische Kornverkleinerung (weitere Erläuterungen siehe Kapitel 8.3.). Die Aineck-Teuerlnock Serie im N, Priedröf Serie und Radentheiner Serie im S können im Kontakt- und Deformationsbereich zum Penninikum nicht voneinander unterschieden werden (vgl. Kapitel 4.). Das ostalpine Kristallin wurde also nach der eoalpinen Metamorphose durch Deformationen und Kristallisationen unter Bedingungen der niedriggradigen Metamorphose (ca. 250–350°C) bis zu seiner Unkenntlichkeit verändert. Eine Voraussetzung für diese Vorgänge ist die mineralogische Zusammensetzung der Ausgangsgesteine. Quarzreiche Glimmerschiefer und Granat-Glimmerschiefer ergeben im deformierten Zustand ein wenig

spezifisches Gestein, das gerne in der Vergangenheit als Quarzphyllit bezeichnet wurde. Aus diesem Grund wurden in der Vergangenheit diese Gesteine zu einer eigenen tektonischen und stratigraphischen Einheit (unterostalpinen Quarzphyllit) zusammengefaßt (vgl. Kapitel 4., 8.3.).

Zusammenfassung zur Metamorphose-Geschichte im ostalpinen Kristallin

- Die Intensität der variszische Metamorphose nimmt von S nach N ab, max. Temp. 600–640°C.
- Die eoalpine Metamorphose erreichte die obere Grünschiefer- bis niedrige Amphibolit-Fazies, Temp. 480–520°C, 5–7 kbar.
- Abkühlung auf 300°C zwischen 70–65 Ma (K-Ar-Biotit).
- Deformation im Grenzbereich Ostalpin-Penninikum nach dem eoalpinen Metamorphosehöhepunkt.
- Umkristallisation des ostalpinen Kristallins im Kontaktbereich zum Penninikum durch Deformation und Einwirkung einer fluiden Phase (vgl. Kapitel 8.3.).

6.3. Altersdaten

Die diskutierten Altersdatierungen beruhen größtenteils auf K-Ar- und Rb-Sr-Datierungen von Glimmern, die aus der Literatur zusammengestellt wurden. Im Penninikum wird der Metamorphosehöhepunkt vor 35–40 Ma erreicht, wenn man die Randbereiche betrachtet. Im Zentralteil und im südwestlichen Tauernfenster wird der Kulminationspunkt der Metamorphose etwas später mit ca. 20–25 Ma erreicht (CLIFF et al., 1985; FRANK et al., 1987). Dieser wird unmittelbar gefolgt von Heraushebung und Abkühlung. Insgesamt wurden ca. 25 km Kruste in 25 Ma herausgehoben und abgetragen (vgl. Kapitel 6.1.). Die Hebungsrate liegt zwischen 1–5 mm/a, je nach untersuchtem Ort und Zeitabschnitt. So lag die Abkühlungsrate in den Zentralgneisen bei 50°C/Ma im Gegensatz zu 10°C/Ma in den Randbereichen (CLIFF et al., 1985.). Die Druck-Temperatur-Zeitpfade zeigen keinerlei Versatz zwischen Metamorphosehöhepunkt und Dekompression. Das bedeutet, daß Metamorphose und Uplift (Erosion) nahezu zeitgleich Hand in Hand gehen.

Betrachtet man die Zusammenstellung der radiometrischen Altersdatierungen in Abb. 29, so fällt auf, daß das Ostalpin den Metamorphosehöhepunkt vor 105–86 Ma erreichte, während im Penninikum noch die Bündner Schiefer sedimentiert wurden (siehe auch Kapitel 6.1., 6.2.). Der thermische Kulminationspunkt wird im Penninikum erst in einem Zeitraum von 40–20 Ma erreicht. Eine weiterreichende Zusammenstellung der radiometrischen Altersdaten im Bereich des Ostalpin und südöstlichen Tauernfensters findet sich bei HOKE (1990).

K-Ar- und Rb-Sr Altersdatierungen an Glimmern und Gesamtgestein des ostalpinen Kristallins am Südostrand des Tauernfensters streuen zwischen 65–100 Ma. Die große Streuung wird auf Ar-Verluste zurückgeführt, die durch eine thermische Beeinflussung während des Tauernaufstieges entstanden ist (SCHIMANA, 1986). Weiter entfernt vom Tauernfenster liegen die Alterswerte konstant bei etwa 80–90 Ma. Rb-Sr-Analysen für Kleinbereichsisochronen von DEUTSCH (1988) und SCHIMANA (1986) ergaben für das ostalpine Kristallin südlich und

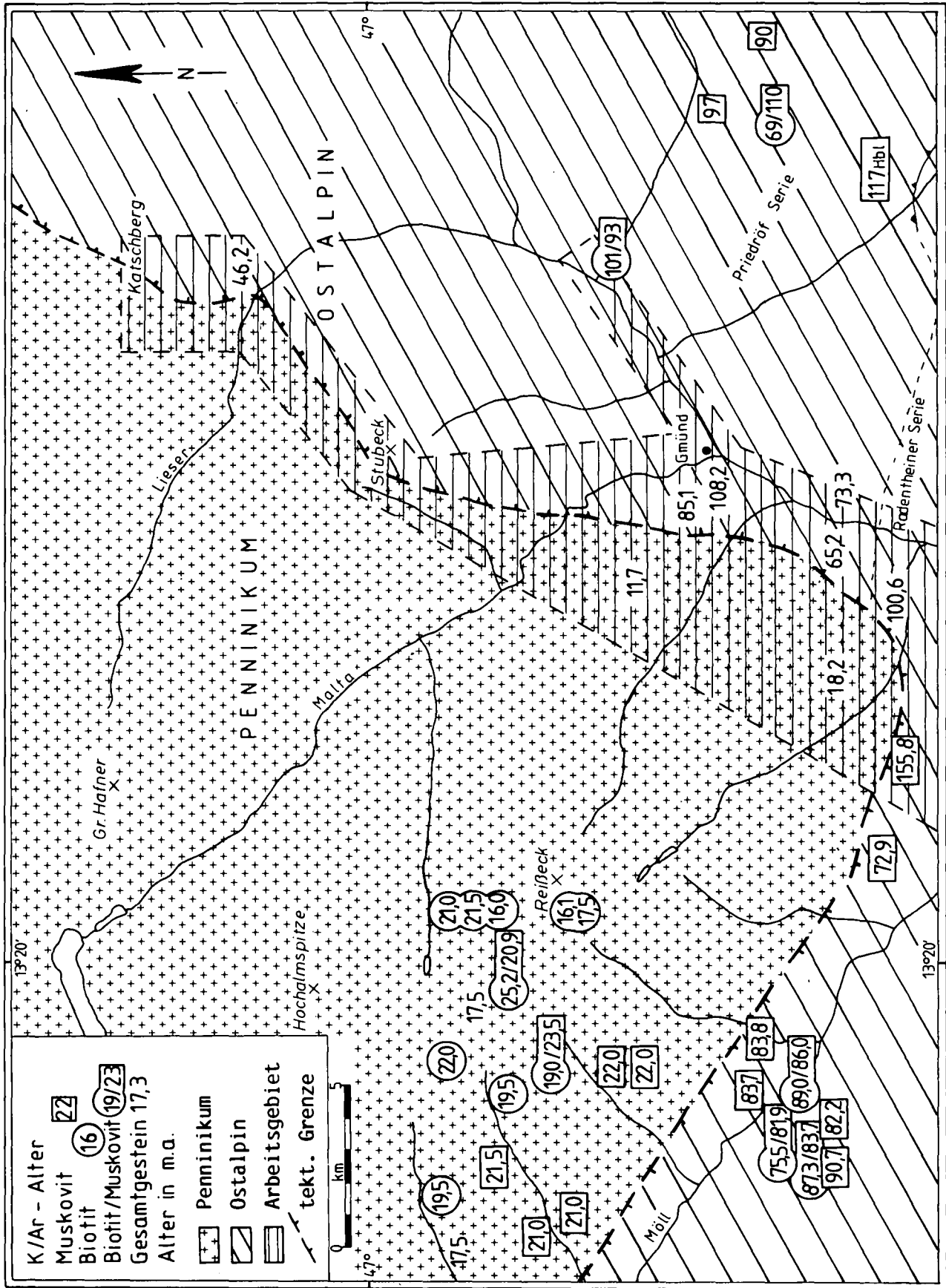


Abb. 29. Gegenüberstellung ausgewählter, radiometrischer Altersdatierungen aus Penninikum und ostalpinem Kristallin, zusammengestellt nach CLIFF et al. (1971) und SCHIMANA (1986). Ähnliche Dokumentation bei HOKE (1990).

östlich des Tauernfensters Alter von $75,7 \pm 3,7$ Ma und 88 Ma. Diese Alter werden beide als Kristallisationsalter interpretiert. K-Ar-Glimmeralter mit Schließungstemperaturen zwischen $300\text{--}400^\circ\text{C}$, die bisher als Abkühlungsalter interpretiert wurden, sollten daher nach Ansicht DEUTSCH's (1988) neu überdacht werden.

Die enge zeitliche Abfolge der Kristallisation (ca. 600°C) und Abkühlung (ca. $300\text{--}400^\circ\text{C}$) erfordert eine rasche Hebung. Bereits HAWKESWORTH (1976) stellte ein nahezu gleichzeitiges Schließen der einzelnen Phasen des Sr-Isotopenaustausches fest.

Das Ostalpin östlich der Tauernfensters wurde offensichtlich nicht von der Tauernkristallisation erfaßt. Wäre das benachbarte ostalpine Kristallin unmittelbar auf dem Penninikum gelegen, so wäre eine gravierende Verjüngung der K-Ar-Altersdaten zu erwarten. Es existieren jedoch bisher nur undeutliche Hinweise auf eine radiometrische Verjüngung der Minerale (Glimmer) im Kristallin östlich und südöstlich des Tauernfensters. Daraus folgt, daß Altkristallin und Tauernfenster zum Zeitpunkt der Tauernkristallisation nicht übereinander gelegen haben können. Von HOKE (1990) werden die K-Ar-Alter um 70 Ma als Mischalter der eoalpinen und mesoalpinen Metamorphose angesehen. Es wird jedoch außer Acht gelassen, daß das ostalpine Kristallin eine jungalpidische Deformation und retrograde Metamorphose erfahren hat, die eine Verjüngung der Altersdaten bewirkt haben kann.

Apatit-Spaltspurenalter als Zeugen der jungen Hebungsgeschichte dokumentieren, daß die beiden benachbarten Einheiten Ostalpin und Penninikum erst die jüngste Abkühlungsgeschichte (20–6Ma) gemeinsam erlebt haben (STAUFENBERG, 1987). Die durchschnittliche Abkühlungsrate für beide Einheiten beträgt ca. $6^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Für das Tauernfenster läßt sich während der jüngeren Hebungsgeschichte im Westen mit $0,5\text{ mm/a}$ eine stärkere Upliftrate als im Osten ($0,15\text{ mm/a}$) verzeichnen (STAUFENBERG, 1987; GRUNDMANN & MORTEANI, 1985).

Stellt man eine Verbindung zwischen Bouguer-Anomalie-Messungen (vgl. Kapitel 8.1.) und Apatit-Spaltspurendatierungen her, so fällt auf, daß die jüngsten Spaltspurenalter mit den Bereichen der größten, negativen Schwereanomalien zusammentreffen. Diese Tatsache impliziert eine enge Beziehung zwischen Hebungsraten und Dichteunterschieden in der Kruste.

Das Abkühlungsverhalten von Penninikum (CLIFF et al., 1985.) und Ostalpin zeigt einen ähnlich steilen Gradienten. Gegen eine rasche Aufbeulung des ostalpinen Kristallins mit gleichzeitiger Erosion und Abkühlung, wie dies im Penninikum stattfand, spricht jedoch die

fehlende deutliche Wölbung der Isograden. Ein ebenso schneller Aufstieg könnte jedoch auch durch Abgleiten von auflagernden Decken oder durch das metamorphe Kernkomplexmodell (WERNICKE & BURCHFIELD, 1982) erklärt werden.

Aus der Zusammenstellung der radiometrischen Altersdatierungen des südöstlichen Tauernfensters ist deutlich der zeitliche Unterschied in der metamorphen Überprägung des Ostalpins und des Penninikums zu erkennen. Es läßt sich daraus ableiten, daß das ostalpine Kristallin der Schauplatz der eoalpinen Kompressionsgeschichte war. Die jungalpidischen Ereignisse betreffen vorwiegend das Penninikum.

Eine ähnliche Situation liegt im Bereich des Engadiner Fensters und dem daran angrenzenden, ostalpinen Silvretta-Kristallin vor. Der Metamorphosehöhepunkt wurde im Silvretta-Kristallin bei 110–85 Ma erreicht. Danach folgt eine Aufdomung des ostalpinen Kristallins bei ca. 80 Ma. Diese hatte eine rasche Abkühlung des Ostalpins zur Folge (HURFORD et al., 1989). Die Aufdomung des penninischen Engadiner Fensters vollzog sich aber erst im Miozän.

Zusammenfassung der Ergebnisse der Altersdatierungen

- K-Ar Glimmeralter = Abkühlungsalter im Penninikum etwa 20 Ma, Metamorphosehöhepunkt bei ca. 35–40 Ma in den Randbereichen, bzw. um 25 Ma im Kern.
- K-Ar Glimmeralter = Abkühlungsalter im ostalpinen Kristallin etwa 100–65 Ma, Metamorphosehöhepunkt bei ca. 105–86Ma.
- Gemeinsame Abkühlung und Hebung von Penninikum und Ostalpin am südöstlichen Tauernfenster erst in jüngster Vergangenheit zwischen 20–6 Ma.

*

Unter der Annahme, daß die von SCHIMANA (1986) und HOKE (1990) ermittelten Druckdaten verlässlich sind, fand die eoalpine Kollision innerhalb des Ostalpins und nicht am Rand des Penninikums statt. Dies wäre eine mögliche Erklärung für das Fehlen der Hochdruckphasen im östlichen Tauernfenster. Aus der Zusammenschau der Daten in Kombination mit Gefügeuntersuchungen und Geländeaufnahmen wird ein völlig neues geotektonisches Konzept für das südöstliche Tauernfenster erforderlich.

7. Strukturgeologie

7.1. Geologische Karte und Formlinien-Karte

Die penninischen Serien zeigen klar durchlaufende Horizonte (Abb. 30), die sich augenscheinlich über größere Distanzen verfolgen lassen. Die Gesteine fallen im Arbeitsgebiet annähernd hangparallel ein und ergeben so gebuchtete Ausbisslinien. Einzelne Lagen und Serien dünnen aus und tauchen an anderer Stelle erneut auf (Anhang: Geologische Karte). Diese Strukturen werden

als isoklinale Faltenzüge gedeutet. Generell sind die Gefüge straff geregelt (Abb. 31). Dieses Kartenbild wird als das Resultat duktiler Dehnung interpretiert.

Die Gipfelregionen sind von kataklastischen Abschiebungen zerschnitten (Abb. 30), die jeweils eine Hebung der Westflanke (Zentralgneise) und Senkung der Ostflanke zu Folge hatten. Die Abschiebungen werden von Blattverschiebungen versetzt, welche parallel zum Mölltal-Lineament WNW–ESE verlaufen (Abb. 30, Anhang: Geol. Karte, Kapitel 7.2.).

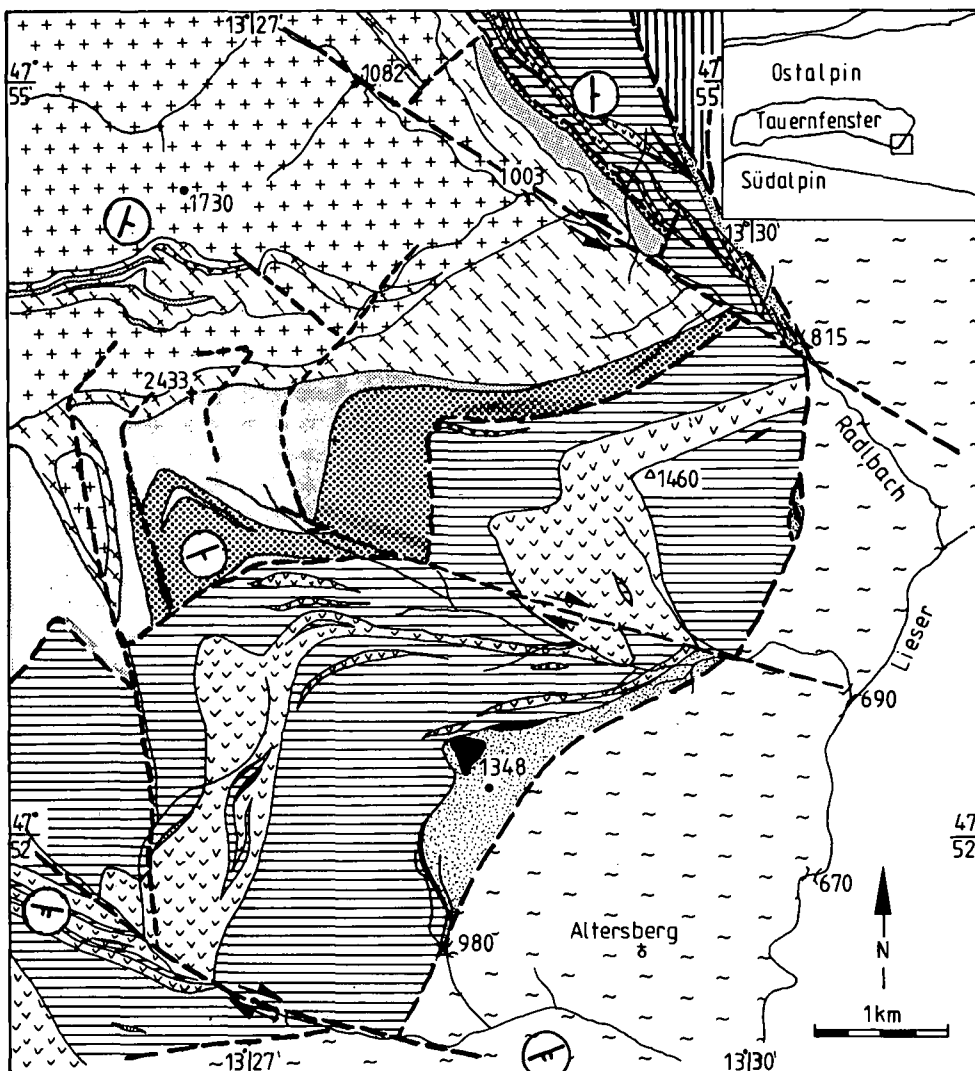


Abb. 30.
Abgedeckte geologische Karte des kartierten Bereiches.
Die originale geologische Karte befindet sich im Anhang.
Einfallen: 1 Querstrich = 0-30°; 2 Querstriche = 31-60°; 3 Querstriche = 61-90°.

Die Gefüge des ostalpinen Kristallins stoßen im Liesertal diskordant an die straff geregelten penninischen Abfolgen (Abb. 31). Die Strukturprägung des Ostalpins ist wesentlich inhomogener als diejenige des Penninikums (vgl. Kapitel 4). Gefüge verschiedenen Alters überlagern sich. Große Rutschmassen (z.B. Tschiernock) komplizieren zusätzlich das Bild.

Im Mölltal ist das Streichen und Fallen des Ostalpins dem Penninikum angeglichen (Abb. 31, 20a,b).

In der Formlinienkarte wurde wegen des geringen Absolutbetrages des Versatzes an den Störungen darauf verzichtet, dies im Formlinienverlauf zum Ausdruck zu bringen. An einer gedachten Linie zwischen Gmeineck und Lieserhofen kann ein Umbiegen der straff N-S geregelten Schieferhüllgesteine zu einem WNW-ESE Streichen festgestellt werden (Abb. 10, 16, 20). Dieses Phänomen wurde bereits von EXNER (1984) beschrieben und als Tauernwalze bezeichnet. Die Foliation und die Lineation werden durch die Tauernwalze überprägt (Abb. 32b,c). Es handelt sich dabei eine Halbkuppel-Struktur am äußersten Südostrand des Tauernfensters. Die Schieferflächen im östlichen Tauernfenster (vom Maltaberg bis in den Steinbrückenbach) ordnen sich auf einem Kleinkreis mit großem Öffnungswinkel an (Abb. 32b). Dadurch ähnelt die Verteilung einer Großkreis-Anordnung. Die Durchstoßpunkte der Lineationen und B-Achsen liegen ebenfalls auf einem Kleinkreis mit großem Öffnungswinkel (Abb.

LEGENDE zur abgedeckten geologischen Karte

- Kalkglimmerschiefer, Bündner Schiefer
- Prasinit, Grünschiefer, Serizit-Chloritschiefer
- Serpentinit
- Marmor
- Quarzit
- Wustkogel-Serie
- Habach-Serie
- Altkristallin des Penninikums
- Zentralgneis
- Quarzphyllit, Katschbergphyllit, diaphthoritische Glimmerschiefer, granatführende Glimmerschiefer und Gneise
- Gesteinsgrenze
- Tektonische Grenzen und Störungen

32c). Daraus ergibt sich eine steile Aufdommungsachse (vgl. Kapitel 8.2., Abb. 44). Aufgrund der Symmetriebeziehungen wird geschlossen, daß die Spannungstensoren ihre Lage nicht grundlegend geändert haben. Es wäre daher sinnvoll, die Entwicklung der prägenden Schieferung und der Tauernwalze einem Deformationsakt (= Aufdommung) zuzuordnen. Andererseits besteht auch die Möglichkeit, daß durch die Anisotropie der

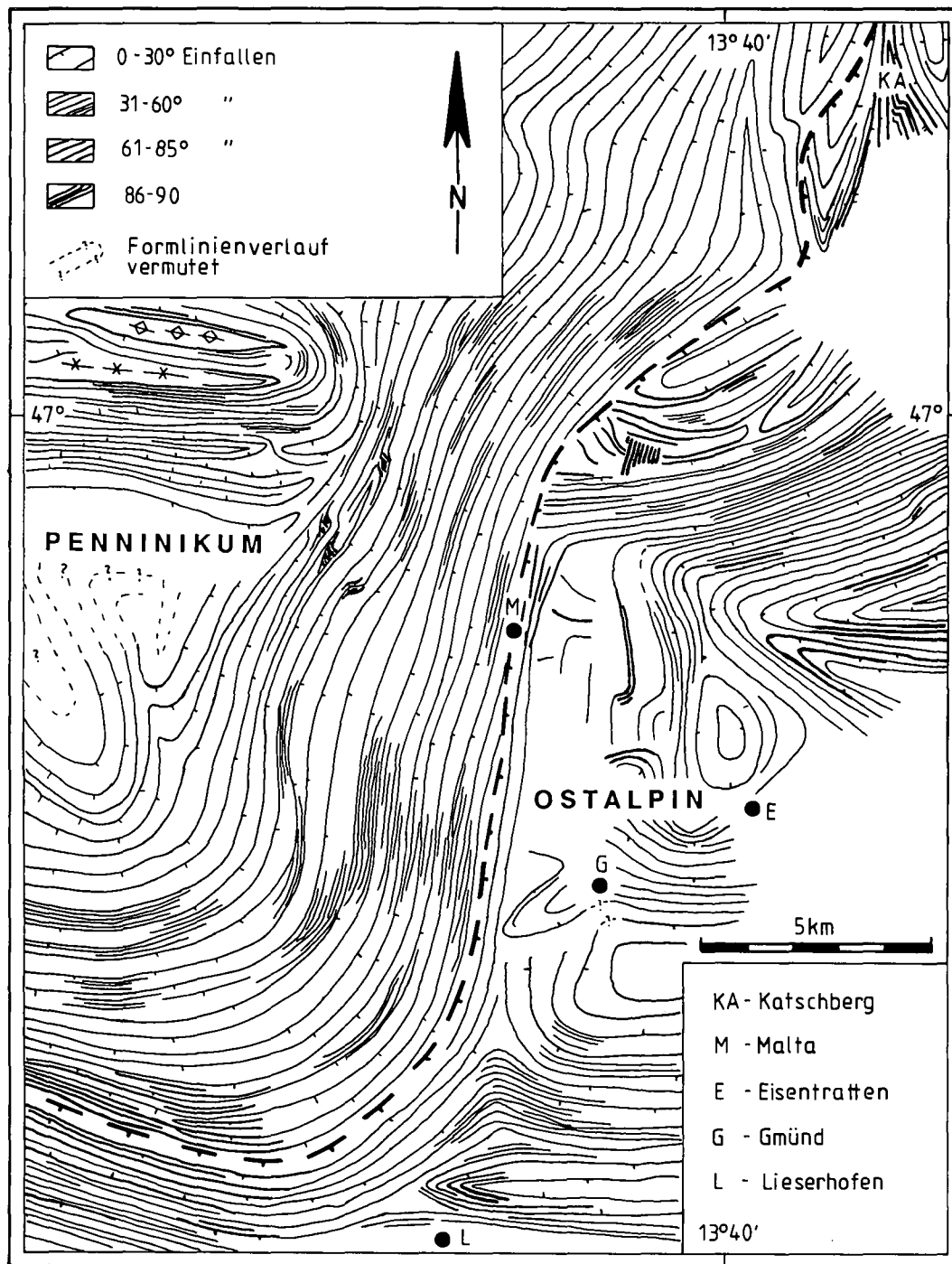


Abb. 31.
 Formlinienverlauf
 zwischen Katschberg
 und Lieserhofen.
 Die Streich- und Fallwerte
 wurden z.T. selbst ermit-
 telt, z.T. stammen sie aus
 EXNER (1980). Die Einfall-
 werte wurden in 4 qualita-
 tive Gruppen zusamen-
 gefaßt. Die Bruchtektonik
 wurde vernachlässigt, da
 sie keinerlei Auswirkungen
 auf den Formlinienverlauf
 zeigt. Der Formlinienverlauf
 im Randbereich des Penni-
 nikums ist straff geregelt.
 Die Formlinien im Ostalpin
 sind nur in einem schmalen
 Randbereich dem Pennini-
 kum angeglichen. Der un-
 regelmäÙige Verlauf der
 Formlinien im Ostalpin wird
 auf Überlagerungsstruktu-
 ren zurückgeführt. Im Be-
 reich der Tauernwalze ver-
 laufen die Formlinien von
 Ostalpin und Penninikum
 parallel.

vorangegangenen Deformation die Richtung der nachfolgenden Deformation kontrolliert wurde (SCHULZ, 1988).

Die tektonische Begrenzungsfläche zwischen Ostalpin und Penninikum zeichnet in etwa den Formlinienverlauf der penninischen Einheiten nach. Die ostalpinen Schiefer sind nur in einer schmalen Zone dem Flächengefüge des Penninikums angenähert (Abb. 31, Kapitel 4). Im allgemeinen zeigen die beiden benachbarten Einheiten, die nach bestehender Lehrmeinung übereinander liegen, wenig Gemeinsamkeiten in der strukturellen Prägung. Nach BOYER & ELLIOTT (1982) kann man davon ausgehen, daß benachbarte Einheiten bei der Überschiebung eine durchgreifende gemeinsame Gefügeprägung erfahren. Da diese gemeinsame Gefügeprägung offensichtlich fehlt, gehe ich davon aus, daß die gemeinsame tektonische Prä-

gung nicht durchgreifend war, sei es auf Grund von niedriger Druck- und Temperaturbedingungen, sei es auf Grund von geringer tektonischer Einwirkung.

Die tektonische Trennfläche zwischen beiden Einheiten steht steil und läßt neben duktilen Gefügen eine junge kataklastische Deformation erkennen (vgl. Kapitel 4.3., 4.5., 4.6.). In jüngster Vergangenheit wurde diese Fläche von Blattverschiebungen zerschnitten (vgl. Kapitel 7.2.). Ein unterschiedliches Einfallen der Abschiebung, wie es sich aus der Kartierung ergibt, wird durch Schleppung entlang den Blattverschiebungen und durch postglaziales Hanggleiten erklärt.

Auf eine Anwendung der cut-off und Verzweigungslinien (BEHRMANN, 1990; BOYER & ELLIOTT, 1982) zur Bestimmung von Überschiebungsrichtungen wurde verzichtet, da die jungalpidische Tektonik im Arbeitsgebiet mögliche eoalpine Stapelungskörper überprägt hat. Zu-

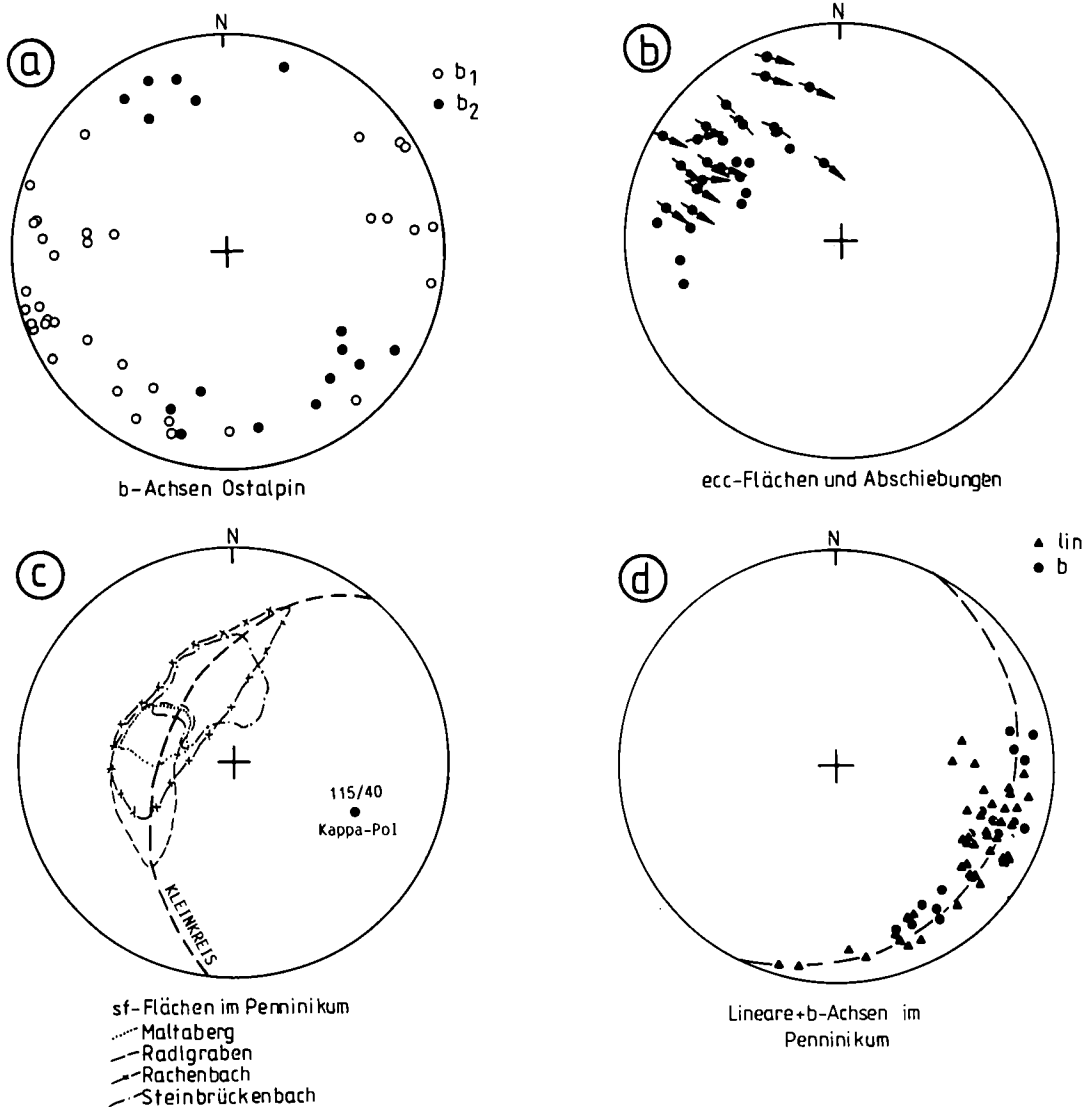


Abb. 32. Schmidt'sche Netze.
 a) Zusammenstellung der gemessenen b-Achsen im metamorphen Ostalpin; b_1 ist vermutlich kogenetisch mit der prägenden Schieferung; bei b_2 handelt es sich um jungalpidische Schlepfpalten.
 b) Zusammenstellung der im Arbeitsgebiet gemessenen ecc-Flächen und Abschiebungen, wovon der überwiegende Teil im Penninikum aufgenommen wurde.
 c) Zusammenstellung der Schieferung im Penninikum (Einzeldaten vgl. Kapitel 4). Die Werte bilden einen Kleinkreis mit großem Öffnungswinkel (nahe Großkreis). Der Kappa-Pol der Kegelfläche des Tauerndoms (= Tauernwalze) liegt bei 115/40.
 d) Zusammenstellung der im Arbeitsgebiet gemessenen b-Achsen und Lineare im Penninikum. Die Werte liegen auf einem Kleinkreis mit großem Öffnungswinkel.

dem kann im bearbeiteten Gebiet bei einer kleinräumigen Serienverdopplungen eine isoklinale Faltung nicht ausgeschlossen werden. Inwieweit Überschiebungskörper mit ramp-flat-Strukturen am Aufbau des östlichen Tauernfensters beteiligt sind, kann wegen der randlichen Lage des Arbeitsgebietes und der jungalpidischen Gefügeprägung nicht entschieden werden.

Zusammenfassung

- Straffer Formlinienverlauf im Penninikum.
- Die Strukturen in Ostalpin sind indifferent und stoßen senkrecht auf die Strukturen des Penninikums.
- Die Grenze Ostalpin zu Penninikum steht steil, damit liegt das Ostalpin nicht auf dem Penninikum.

7.2 Lineamentauswertungen

Zur Lineamentauswertung wurden photographische Vergrößerungen der Westermann-Satellitenkarte: „Die Alpen“ verwendet. Ein Ausschnitt zwischen Ennstal-Linie im N und Periadriatischem Lineament im S wurde auf den Maßstab 1 : 500.000 vergrößert. Es wurden alle auf der Vergrößerung erkennbaren Lineamentstrukturen ausgewertet (Abb. 33). Zum Vergleich der ausgewerteten Lineamente wurden die Landsat-Bildlineamente-Karte von Österreicher (BUCHROITHNER, 1984), die Luft-

bildauswertungen von CLIFF et al. (1971) und eigene Geländebeobachtungen herangezogen. Die Lineamente wurden nach Häufigkeit und Gesamtlänge in Richtungsrosendarstellung ausgewertet (Abb. 34a,b).

Die Lineamentkarte wird beherrscht von zwei unterschiedlichen Lineamentgruppen:

- 1) Kurz abgesetzte Lineamente mit NNE-SSW-Richtung (= Nebentäler).
- 2) Lang durchhaltende Lineamente mit WNW-ESE- bis NW-SE-Richtung (= Haupttäler).

Dieses Ergebnis steht in völliger Übereinstimmung mit den Untersuchungen von CLIFF et al. (1971) und mit den Luftbildauswertungen von Photolineamenten des Kartenblattes 156 von HAUSLER (1990).

Bei der Zuordnung der Lineamente zu einem Deformationsplan hilft die vereinfachte genetische Skizze der an Blattverschiebungen auftretenden Störungsbeigleitgefüge nach HANCOCK (1985) (Abb. 34c).

Zu 1) Die kurzen NNE-SSW-Lineamente werden einem früheren Deformationsereignis zugeordnet, da diese von den jüngeren Blattverschiebungen abgeschnitten werden (Abb. 33). Auf Grund der lokalen Ortskenntnis aus der Kartierung sind mir diese Lineamente zum Teil als Bruchstörungen mit Schollenabsenkung bekannt (vgl. Kapitel 4). Ich ordne diese älteren Brüche einem Span-

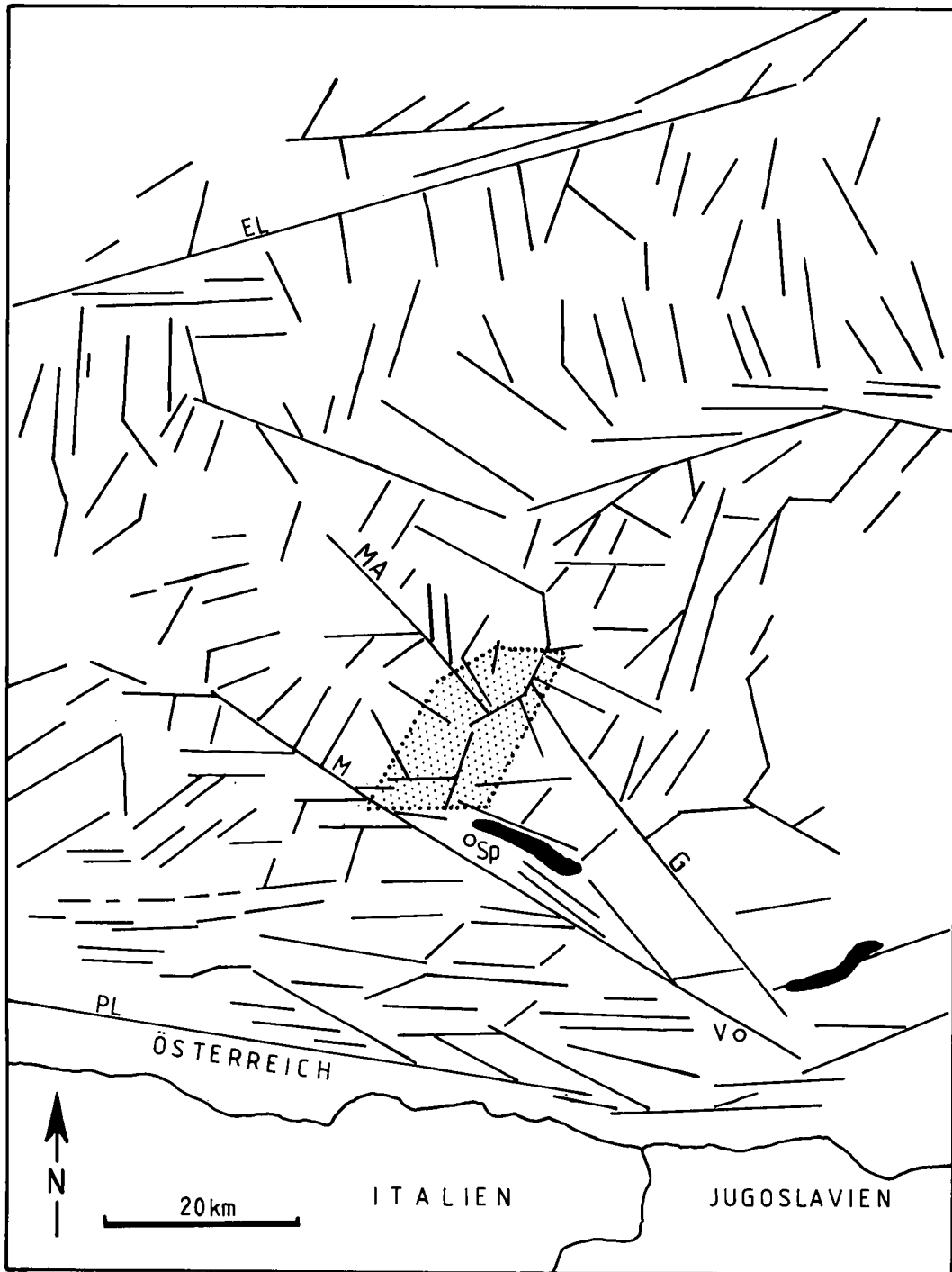


Abb. 33.
Lineamentkarte nach Vergrößerungen der Westermann-Weltraumbildkarte „Die Alpen”.
Gepunkteter Bereich = Arbeitsgebiet; EL = Ennstal-Linie; G = Gegendtal-Linie; M = Mölltal-Linie; MA = Maltatal; PL = Periadriatisches Lineament; SP = Spittal a.d. Drau; V = Villach.

nungsfeld mit annähernd N-S-(NNE-SSW-)gerichtetem σ_1 und WNW-ESE gerichtetem σ_3 zu. Eine weiterreichende Interpretation dieses Störungssystems erfolgt in Kapitel 8.2. Modellbetrachtungen.

- Zu 2) Das Periadriatische Lineament als südliche Begrenzung der Ostalpen ist in der Satellitenbildauswertung eine gut erkennbare Hauptstruktur. Es hat durch seine lang anhaltende Aktivität eine weit ausstrahlende Wirkung auf seine Umgebung, was die Koppelung großer Riedelbrüche mit Blattverschiebungskomponente an dieses Lineament zur Folge hat. Dem Periadriatischen Lineament werden mehrfach wechselnde Bewegungsrichtungen zugeordnet (SCHMID et al., 1989; SPRENGER & HEINISCH, 1990); als letztes

prägendes Ereignis tritt ein bruchhafter, dextraler Versatz auf.

Die Mölltal-Linie, die im PL mündet, kann als synthetische Riedelstörung (R) (Abb. 34c) mit dextralem Versatz interpretiert werden (SCHMID et al., 1989). Im Kartiergebiet fand sich eine Vielzahl parallel zur Mölltal-Linie verlaufender Störungen (Radgraben, Rachenbach, Steinbrückenbach). Der Bewegungssinn beschränkt sich im Radgraben nicht nur auf einen lateralen Versatz.

Darüber hinaus kann auch eine vertikale Bewegungskomponente mit Hebung der Südflanke festgestellt werden (vgl. Kapitel 4.5., Abb. 16c).

Es ergibt sich daraus ein transpressiver Charakter der Blattverschiebungen.

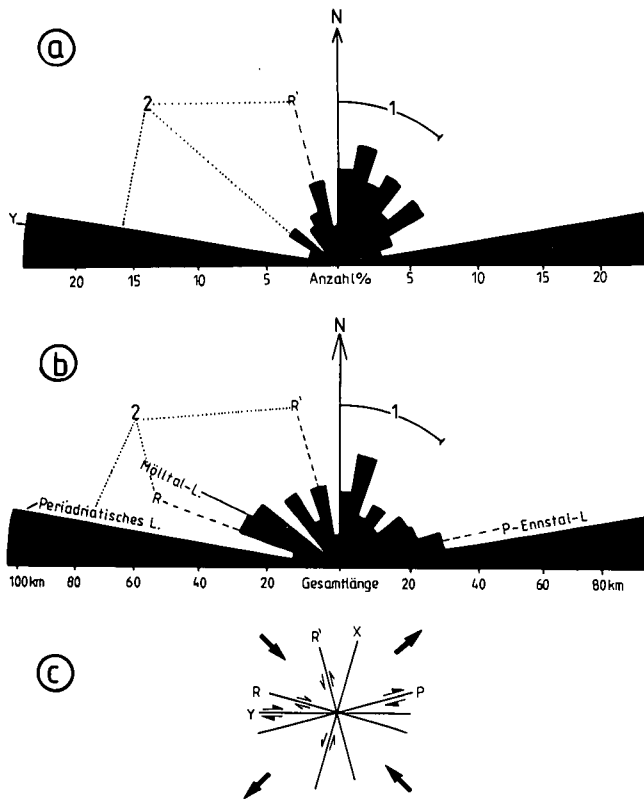


Abb. 34.
Lineamentverteilung als Richtungsrosen-Darstellung.
1 = Kurz abgesetzte NNE-SSW-streichende Lineamente werden von 2 abgeschnitten; 2 = Periadratisches Lineament und zugeordnete Riedelflächen.
a) Richtungsrose sortiert nach der Häufigkeit; Lineamentsystem 1 und 2 können gut voneinander unterschieden werden.
b) Richtungsrose sortiert nach der Gesamtlänge; Störungssystem 2 dominiert über Störungssystem 1.
c) Schemadiagramm zur Entwicklung von Scherflächen nach HANCOCK (1985.): Y = Hauptscherfläche, R = synthetischer Riedel, R' = antithetischer Riedel, X und P = nachgeordnete Scherflächen.

Die Gegendal-Maltatal-Linie, die östlich von Villach mit der Mölltal-Linie zusammentrifft (Abb. 33), ist möglicherweise ebenfalls dem periadratischen Riedelsystem zuzurechnen. Eine Einordnung in das Blattverschiebungsmuster ist auf Grund fehlender Hinweise über die Bewegungsrichtung schwierig, obwohl die Lagerstätte Radenthein von dem Störungssystem abgeschnitten wird (GÖD 1981). Möglicherweise könnte es sich bei der Gegendal-Maltatal Linie, wegen des steilen Winkels zur Hauptscherfläche (= PL) um eine antithetische Riedelstörung R' mit einem sinistralen Versatz handeln (HANCOCK, 1985.).

Das hier dokumentierte periadratische Störungssystem mit seinen konjugierten Riedelbrüchen (R und R') läßt auf ein Paläo-Spannungsfeld mit NW-SE- (ca. 150°-330°) gerichtetem σ_1 und NE-SW-gerichtetem σ_3 schließen. Paläo-Spannungsuntersuchungen von SPRENGER & HEINISCH (1990) ergaben für den letzten Deformationsakt am PL ein NNW-SSE-gerichtetes Spannungsfeld.

Versucht man den Versatz an der Mölltal-Linie zeitlich etwas einzuengen, stellt man fest, daß an der Mölltal-Linie die jüngeren K-Ar-Glimmeralter des Penninikums von den älteren Glimmeraltern im Ostalpin getrennt werden (vgl. Kapitel 6.3, Abb. 29). Betrachtet man die Apatit-Spaltspurenalter, so sind keinerlei

Sprünge in der Altersentwicklung feststellbar (STAUFENBERG, 1987). Dies bedeutet, daß entlang der Mölltal-Linie in den letzten 10 Ma kein bedeutender Vertikalversatz stattgefunden haben kann. Die Bewegungen müssen daher zwischen 20 Ma und 10 Ma abgelaufen sein (vgl. Kapitel 6.3., 8.2.).

Zusammenfassung

- Älteres Spannungsfeld: σ_1 NNE-SSW, σ_3 WNW-E-SE, NNE-SSW-streichende Extensionsbrüche.
- Jüngerer Spannungsfeld = periadratisches System: σ_1 NNW-SSE, σ_3 ENE-WSW, komplexes Blattverschiebungsmuster mit Hauptscherfläche, synthetischen und antithetischen Riedel-Flächen.
- Vertikalbewegungen an der Mölltal-Linie zwischen 20 Ma und 10 Ma.

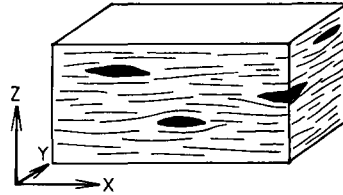
7.3. Mesoskopisch erkennbare Gefüge

Penninikum

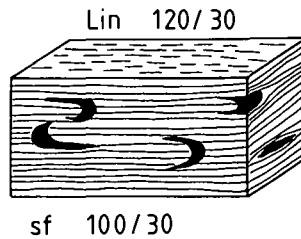
- 1) Anlage von Quarzbändern (Abb. 35/1).
- 2) Das dominierende Gefügeelement ist eine alpidische Foliation, die von Phyllosilikaten getragen wird. Sie fällt nach E bis SE ein und ist kogenetisch mit der Minerallineation (vgl. Kapitel 7.1.). Zum Teil ist die prägende Schieferung als Achsenflächenschieferung einer engen bis isoklinalen Faltung zu identifizieren (Abb. 35/2). Zeitlich dürfte die prägende Deformation in den Randbereichen des Penninikums syn- bis postmetamorph einzuordnen sein, da entlang der Schieferflächen eine Chloritisierung und dynamische Kornverkleinerung von Quarz feststellbar ist und keinerlei Hinweise auf ein statisches Mineralwachstum vorliegen. Die Gefügeprägung ist also jünger als max. 40 Ma. Die einheitlichen Maxima der Lagenkugelprojektionen unterstützen den Geländebefund. Ob dieser Gefügeprägung eine umfangreiche Deformation vor dem Metamorphosehöhepunkt vorangegangen ist wie dies bei KRUHL (1991) für die Silbereckmulde beschrieben wurde, kann aus den vorliegenden Strukturen nicht entschieden werden, da diese im Randbereich der östlichen Hohen Tauern vermutlich weitgehend ausgelöscht sind.
- 3) Ein häufiges Gefüge im Aufschluß, Handstück und Dünnschliff sind Scherbänder und ecc's (vgl. Kapitel 4, Abb. 35/3a, 36a-c), die die Hauptfoliation zerschneiden. Sie haben dieselbe Streichrichtung wie die Schieferung, jedoch fallen die Scherbänder deutlich steiler ein (ca. 120/50) (Abb. 32b). Nicht überall konnten Scherbänder oder ecc's angelegt werden, so lassen sich neben den ecc's auch Scherfalten mit deutlichen Lang-Kurz Beziehungen in den Faltenschenkeln (Abb. 35/3b) erkennen. War die Scherfaltung sehr intensiv, kommt es gelegentlich zur Ausbildung einer Bruchschieferung (Abb. 35/3c).
- 4) Das Penninikum wird von Vertikalstörungen durchschnitten. Diese Störungen sind als spröde Brüche mit kataklastischer Deformation der Gesteine ausgebildet (vgl. Kapitel 4). Die Schollenbrüche haben eine N-S- bis NNE-SSW-Orientierung (vgl. Kapitel 7.2.). Manchmal sind an den Verschiebungsflächen Schlepplalten und Harnischlineare erhalten. Sie weisen auf eine Hebung der Westflanke und eine Absenkung der Ostflanke hin.

PENNINIKUM

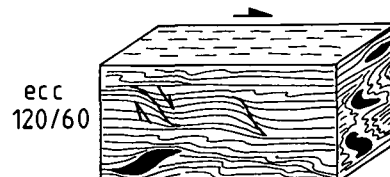
1. Diagenese, Kompaktion, erste Quarzgänge



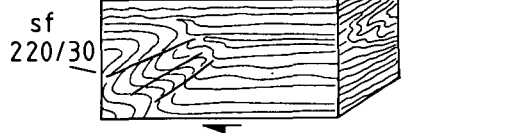
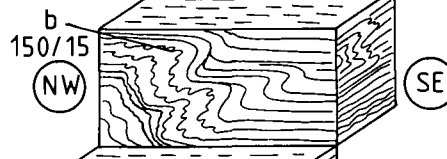
2. Prägende alpidische Schieferung, Minerallinear, jünger als max. 40 Ma



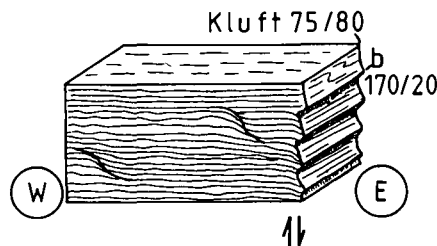
- 3a. Häufig zu erkennen: Scherbandgefüge, kleinere Schlepptalten. Im Zentralgneis duktile Scherbahnen und Augengneistextur.



- 3b. Manchmal zu erkennen: enge Falten mit Parasitärfa-



4. Schollenbrüche mit Hebung der W-Flanke und Absenkung der E-Flanke



5. Blattverschiebungen: Periadriatisches System

Abb. 35.
Deformationsabfolge
im Penninikum.

- 5) Die Vertikalstörungen werden durch Blattverschiebungen abgeschnitten. Genetisch sind diese Blattverschiebungen vermutlich mit dem periadriatischen Riedelsystem verknüpft.

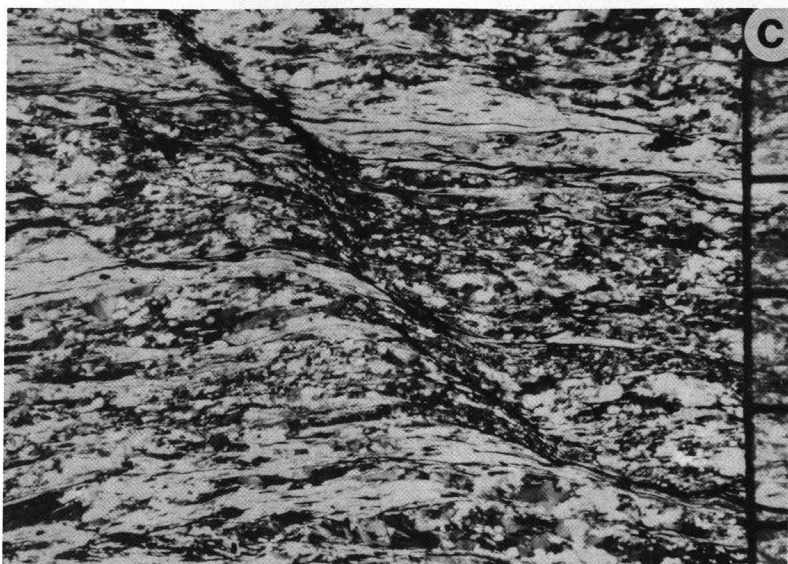
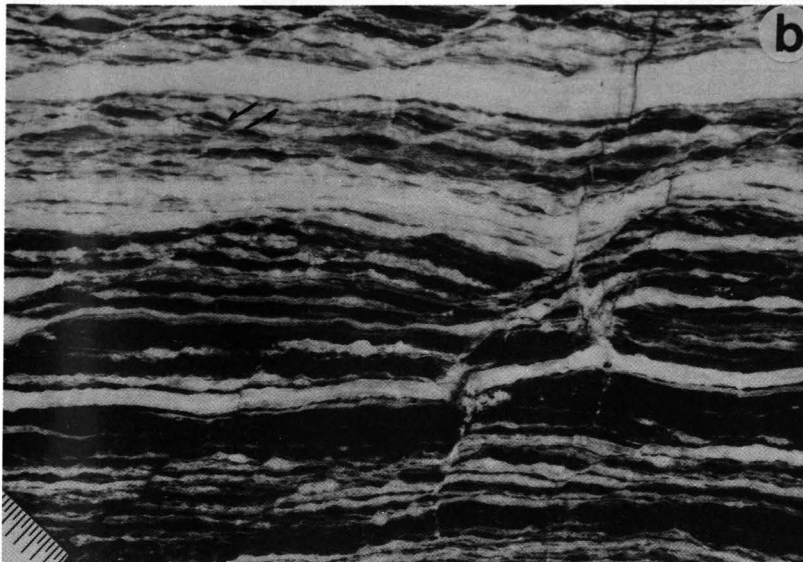
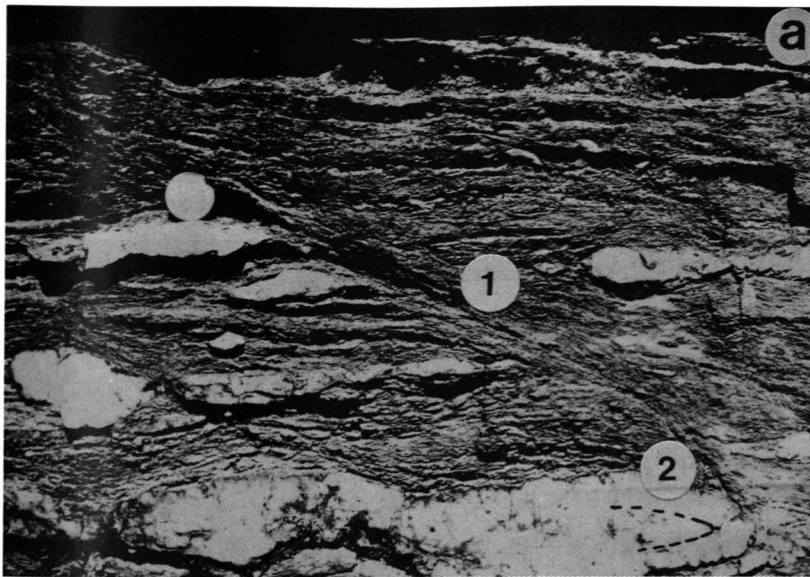
Deformationsstrukturen im Penninikum

- D₁ Diagenese, Kompaktion.
D₂ Prägende Schieferung mit isoklinaler Faltung und Minerallineation, syn- bis postmetamorph < 40 Ma, Tauernwalze.
D₃ Scherbandgefüge, enge Faltung und selten Bruchschieferung.
D₄ Schollenbrüche mit jeweiliger Hebung der Westflanke.

- D₅ Überregional: Blattverschiebungen PL und Mölltal Linie.

Ostalpin

Die Problematik bei der Aufstellung einer Deformationsabfolge im ostalpinen Kristallin beruht auf folgenden Punkten: Es können nicht alle Deformationsereignisse an einem Aufschluß nachvollzogen werden, da jeweils geschonte Partien auftreten. Andererseits sind die Gefüge eines vorangegangenen Deformationsaktes manchmal auch durch eine intensive nachfolgende Zerschierung ausgelöscht. Auf Grund rheologischer Kontraste können sich verschiedene Gefüge nebeneinander entwickeln. Einzelne Deformationsschritte gehen



Die Abbildung zeigt drei Aufnahmen (a, b, c) von Gesteinen mit unterschiedlichen Schieferungs- und Deformationsstrukturen. In (a) sind zwei spezifische Merkmale (1 und 2) hervorgehoben. In (b) ist eine Schieferung mit einer prominenten Störungslinie zu sehen. In (c) ist ein Bereich mit dynamischer Rekristallisation entlang einer Scherzone dargestellt.

3. Grenze Ostalpin / Penninikum
 Scherungsgefüge

1. Scherungsgefüge mit Hhebung der W-Flanke
 und Absenkung der E-Flanke

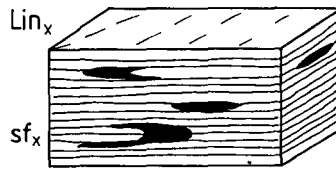
Abb. 36.
Ecc-Gefüge in penninischen und ostalpinen Gesteinen.
 a) Ecc = D_3 (1) in Kalkglimmerschiefern des Penninikums (Bündner Schiefer). Es erfolgte eine Abschiebung nach E. Isoklinale Faltung = D_2 (2) von Quarzknuern.
 Forststraße Sparberkopf 1220 m.
 b) Ecc in quarzitischen Myloniten im Kontaktbereich Ostalpin-Penninikum, Abschiebung nach Osten ($X = 100/35$).
 Probe R1, Radlgraben Brücke 811 m, ca. 50 m bachaufwärts.
 c) Ecc-Gefüge in quarzitischen Glimmerschiefern (Ostalpin) im Grenzbereich zur Tschaneck-Schollenzone. Abschiebung nach ENE. Entlang dem Scherband kommt es bevorzugt zu dynamischer Rekristallisation.
 Probe KA1, 1970 m Skipiste südlich Tschaneck.

fließend ineinander über. Die vorgenommene Reihung beschränkt sich daher auf die Strukturen, die zweifelsfrei in einem Großteil der Aufschlüsse anzutreffen sind. Die Lagenkugelprojektionen von Schieferungsflächen des Ostalpins zeigen nur einen geringen Grad der Re-

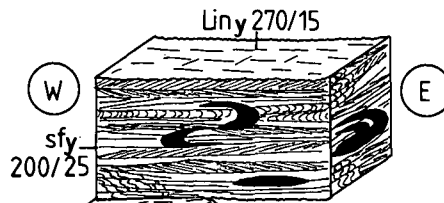
gelung (vgl. Kapitel 4). Die Meßwerte streuen stark. Ein Teil der Streuung ist ein Effekt von Hanggleitungen und Berggrutschen, wie sie für das Liesertal nachgewiesen sind (UCIK, 1974).

OSTALPIN

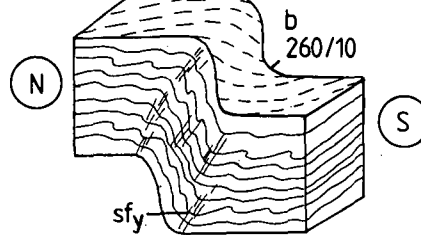
1. Voralpidische Schieferung mit gefalteten Quarzknuern



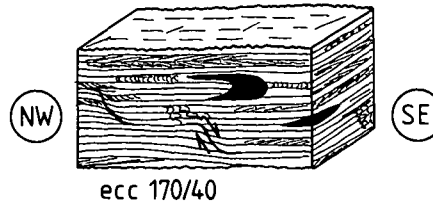
- 2a. tieferes Stockwerk: prägende alpidische Schieferung (ca. 100 Ma) unterschiedlich straff ausgebildet, mehrfach gefaltete Quarzbänder



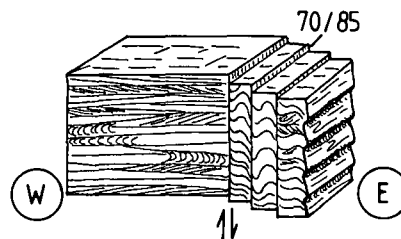
- 2b. höheres Stockwerk (Tschirnock): enge S-vergente Falten



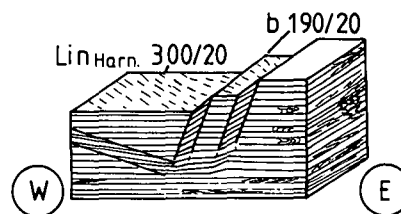
3. Grenze Ostalpin / Penninikum: Scherbandgefüge



- 4a. Schollenbrüche mit Hebung der W-Flanke und Absenkung der E-Flanke



- 4b. Als begleitende Gefüge der Spröddeformation: Knickband-Gefüge



5. Blattverschiebungen: Periadriatisches System

Abb. 37.
Deformationsabfolge
im Ostalpin.

- 1) Den alpidischen Deformationen geht eine nicht näher bekannte Anzahl voralpidischer Kristallisations- und Deformationsereignisse voraus, die ein komplexes Ausgangsgefüge hinterließen (Abb. 37/1).
- 2) Auf Grund der nicht übersehbaren Anzahl der vorangegangenen Deformationen (Abb. 38a) möchte ich die letzte prägende Schieferung als sf_y bezeichnen. Die prägende Foliation ist als Achsenebenenschieferung einer isoklinalen Faltung zu verstehen (Abb. 37/2a). Sie zerschneidet die eng gefaltete Schieferung sf_x . Das Gefüge ist meist linsig ausgeprägt; ein einheitlicher Schersinn ist nicht festzustellen. Isoklinale Falten von wenigen cm bis m

Größe sind im Liesertal üblich. In einem höheren Krustenstockwerk mit geringerer Deformation (Tschirnock) können auch offene Scherfalten mit kleinen Parasitfalten beobachtet werden (Abb. 37/2b). Die Falten zeigen eine Vergenz nach Süden an. Das Gefüge des Handstücks wird von sich überschneidenden Schieferungsflächen und Faltenzügen geprägt. Die Lineation ist überwiegend als Überschneidungs- oder Crenulations-Linear ausgebildet. Ehemalige Quarzgängchen sind zerrissen; die Scharnierbereiche sind gut zu erkennen. Die heute sichtbare, prägende Foliation dürfte dem eoalpinen Deformationsereignis zugeordnet werden (letzter Metamorphosehöhepunkt, vgl. 6.2.).

- 3) Als eigenständigen Deformationsschritt betrachte ich die Scherbandgefüge, die bevorzugt im Grenzbereich Ostalpin-Penninikum zu finden sind (Abb. 37/3, 36c). Auf Grund ihrer Nähe zum Tauernfenster nehme ich eine zeitgleiche Entstehung der Scherbandgefüge im Penninikum und Ostalpin an.
- 4) Ebenso wie im Penninikum sind im Ostalpin Schollenbrüche mit einer Hebung der Westflan-

ke zu erkennen (Abb. 44/4a). Gekoppelt mit diesem Deformationsakt sind im ostalpinen Kristallin häufig Knickband-Gefüge bzw. Biegegleitfaltungen mit Harnischströmungen zu finden (Abb. 38c). Die Knickband-Ebenen fallen nach E bzw. W ein, die Knickachse ist nahezu N-S-orientiert. Nach Westen einfallende Knickzonen treten häufiger auf, zum Teil gehen diese Knickzonen in

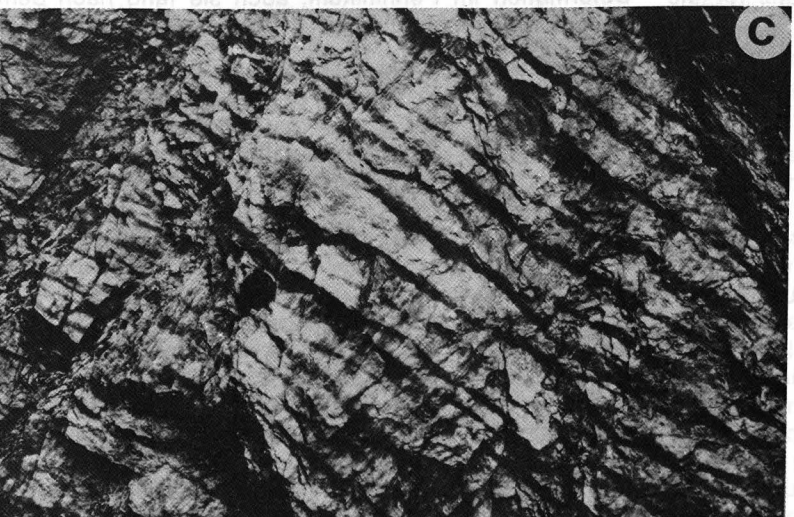
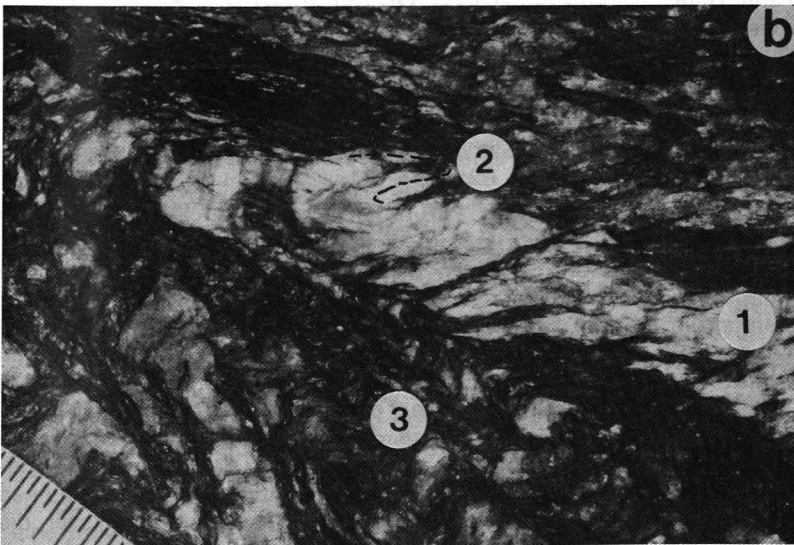
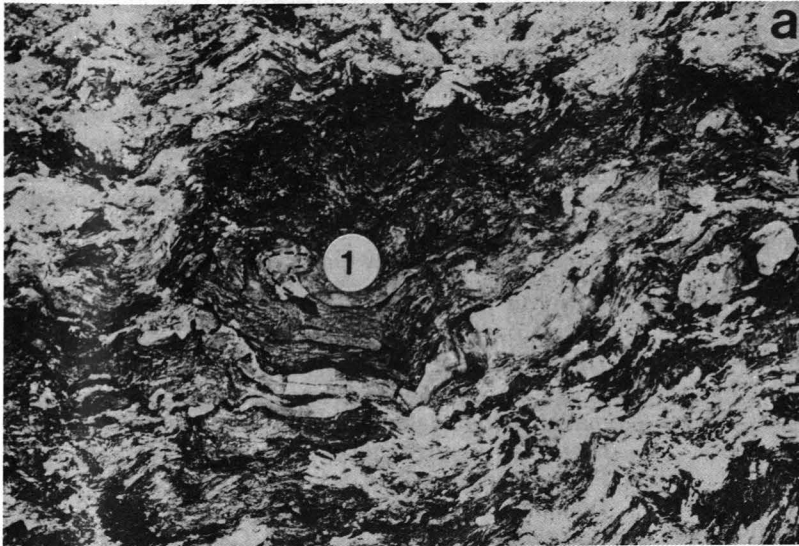


Abb. 38.

Deformationsgefüge im Ostalpin.

a) Mehrfache, isoklinale Faltung (1) von Quarzbändern in Glimmerschiefern des Ostalpins. Umgebung Probe 8850, 2300 m Grat Torscharte-Stubeck.

b) Mehrfach deformierte und gefaltete Granat-Glimmerschiefer des Ostalpins.

1 = Quarzbänder D_x , 2 = isoklinale Faltung und prägende Schieferung D_{y1} ; 3 = ecc-Flächen D_{y2} . Probe R6, Profil Radlgraben.

c) Knickband-Deformation in Quarzphylliten am Katschberg.

b = 190/35; lin = 300/20. Auswertung im Schmidt'schen Netz Abb. 9c.

Probe KA11, Aufschlußwand hinter dem Hotel Hubertus am Katschberg.

Falten mit Harnisch-Lineationen (ca. 300/30) über. Die Knickband-Strukturen sind besonders schön am Katschberg und Saraberg entwickelt. Die Auswertungen der Knickbänder im Schmidt'schen Netz nach RAMSAY & HUBER (1987) und EISBACHER (1991) deuten auf eine späte, bruchhafte W-E-Einengung hin.

5) Im Mölltal wird das ostalpine Kristallin von den Blattverschiebungen des periadriatischen Systems zerschnitten.

Deformationsabfolge im Ostalpin

- D_x Voralpidisch: voralpidische Schieferung s_{fx} , vermutlich gekoppelt mit einer isoklinalen Faltung.
- D_{y1} Alpidisch: prägende Foliation s_{fy} , isoklinale Faltung der voralpidischen Schieferung s_{fx} , im höheren Stockwerk enge Falten, Lin 270/15.
- D_{y2} Scherbanddeformation der randlichsten ostalpinen Einheiten, selten!!!
- D_{y3} Zerblockung durch Hebung des Tauernfensters, Knickband-Gefüge, W-E-Einengung.
- D_{y4} Überregional: Blattverschiebungen an PL und Mölltal Linie.

7.4. Strainanalyse

Ziel der Strainanalyse war es, die Strainentwicklung zu dokumentieren und den Deformationstyp mit Hilfe des Flinn-Diagrammes einzugrenzen. Zur Anwendung kam die R_f/Φ -Methode, R_s und R_i wurden rechnerisch nach Bereinigung der Ausreißerwerte (max. 3) nach der Formel von RAMSAY & HUBER (1983) bestimmt:

$$R_s = (R_{fmax} \times R_{fmin})^{1/2}$$

$$R_{i max} = (R_{fmax}/R_{fmin})^{1/2}$$

Für eine exakte Erfassung des Strain-Betrages fehlt in allen untersuchten Gesteinen die primäre isometrische Ausgangsgestalt der Körner vor dem letzten Deformationsereignis. Die Strainanalyse stellt daher keine quantitative Aussage über den finiten Gesamtstrain dar. Alle in den nachfolgenden Untersuchungen gemessenen Werte sind nur als Teilstrain zu verstehen und nur für dieses Gestein an diesem Ort gültig. Auf Grund der Viskositätskontraste der Matrix zu den Quarzbändern und der unterschiedlichen Zusammensetzung der Matrix ist es schwierig, die einzelnen Strainbeträge miteinander zu vergleichen. Dem Teilstrain wird jedoch eine qualitative Signifikanz für die Art der Deformation zuerkannt.

Die R_f/Φ -Methode ist anwendbar für ellipsoide Körper mit regelloser Ausgangsverteilung. Mikroskopisch erkennbare Quarzausscheidungen, die meist parallel zur Schieferung während eines vorangegangenen Deformationsakte angelegt wurden, dürften in XZ- und YZ-Schnittlagen nahezu statistisch verteilt sein. Eine Vorzugsregelung parallel zur Schieferung muß jedoch angenommen werden, sodaß Strainanalysen an diesen Quarzkörpern immer Maximalwerte ergeben. Für die Strainanalyse wurden jeweils die größten noch nicht rekristallisierten, in der prägenden Schieferung liegenden Quarzbänder ausgewählt. Besondere Sorgfalt war bei der Auswahl von Quarzbändern in den Quarzphylliten nötig. Proben mit einem möglichst niedrigen Glimmergehalt (Drucklösung) und Proben, die keine Faltungsgefüge im YZ-Schnitt aufwiesen, erhielten den Vorzug bei der Strainanalyse.

Penninikum

- R_s wurde jeweils im XZ-Schnitt (senkrecht Schieferung und parallel zum Linear) ermittelt.
- Zentralgneis: $R_s = 6,4; 5,1$. Ein Klasten-/Matrixeffekt macht sich in diesen Werten bemerkbar. Die Deformation findet daher bevorzugt auf den duktil deformierbaren Quarzbändern statt.
- Feldspatgneis: $R_s = 5,1$.
- Quarzite bzw. Glimmerschiefer: $R_s = 4,7; 6,2$.
- Kalkglimmerschiefer: $R_s = 4,1$ Calcit als das verformungsweichere Mineral nimmt den Strain auf.

Ostalpin

- R_s wurde jeweils im XZ-Schnitt (senkrecht Schieferung und parallel zum Linear) gemessen.
- Granat-Glimmerschiefer, eoalpin kristallisiert und geschiefert E2: $R_s = 2,1$.
- Glimmerschiefer, postmetamorph deformiert E4: $R_s = 3,9$.
- Quarzreicher Glimmerschiefer oder Quarzphyllit R5, M7: $R_s = 4,7; 4,2$.

Die Strainwerte zeigen eine Abnahme der Deformation (R_s 6,4→2) vom Randbereich der Zentralgneise zu den eoalpin kristallisierten Granat-Glimmerschiefern ohne nachfolgende Temperung an. Daraus wird deutlich ersichtlich, daß die Deformationen im ostalpinen Kristallin nach dem eoalpinen Metamorphosehöhepunkt stattgefunden haben, denn auch die ostalpinen Schiefer wurden deformiert. Das Gleiche gilt für die Deformation im Penninikum, auch sie fand nach dem Metamorphosehöhepunkt (40–25 Ma) statt. Unter der

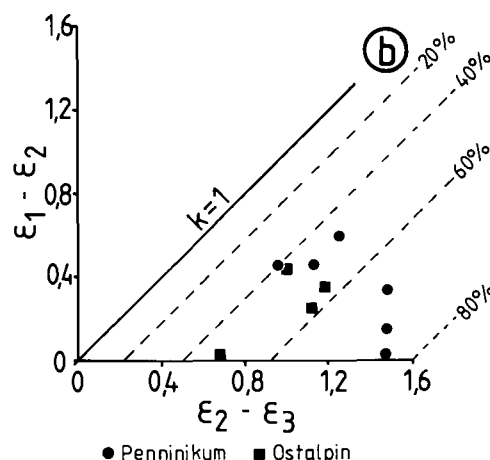
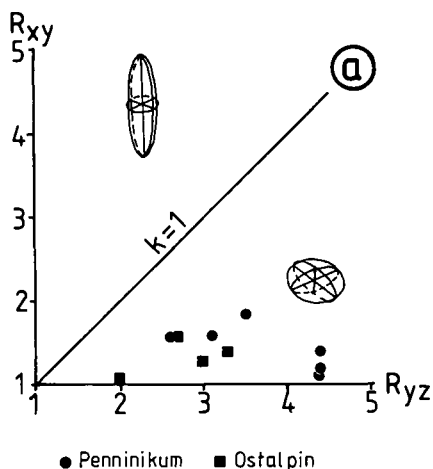


Abb. 39. Strainanalysen.
a) Die Straindaten für Ostalpin und Penninikum (bestimmt nach der R_f/Φ -Methode) plotten im Flinn-Diagramm in den Bereich der oblaten Deformation.
b) Die Darstellung des natürlichen Strains nach RAMSAY & WOOD (1973) dokumentiert deutliche Volumensverluste von ca. 50 %.

Voraussetzung, daß die hier ermittelten Strainwerte einem gemeinsamen Deformationsereignis zuzuordnen sind, läßt sich der Zeitpunkt der gemeinsamen Deformation mit max. 40 Ma oder jünger angeben.

Die ermittelten Strainwerte plotten im Flinn-Diagramm alle im Bereich der scheinbaren Plättung (Abb. 39a). Werden die XY-/YZ-Achsenverhältnisse als $\ln R_s$ (natürlicher Strain = ϵ) aufgetragen (Abb. 39b), ergeben sich Hinweise auf Volumenveränderungen während der Deformation (RAMSAY & WOOD, 1973; HOBBS, MEANS & WILLIAMS, 1976). Der überwiegende Teil der Daten liegt dann in einem engen Streubereich um eine Gerade mit 45°-Steigung. Eine Gerade mit 45°-Steigung mit Ursprung im Nullpunkt entspricht der Plane-Strain-Geraden ($k=1$), die den Bereich der scheinbaren Streckung vom Bereich der scheinbaren Plättung trennt. Durch einen Volumenverlust (im Arbeitsgebiet: ca. 50 %) in der YZ-Richtung wird die Plane-Strain-Gerade in den Bereich der scheinbaren Plättung (RAMSAY & WOOD, 1973) verschoben. Die Angaben über den Volumenverlust sind streng genommen nur bei koachsialer Deformation (plane-strain) anwendbar. Sie sind stets ein Hinweis darauf, daß ein beachtlicher Anteil der Deformationen von Volumenveränderungen begleitet waren. In den meisten Proben lassen sich Drucklösungsgefüge von Quarz entlang der Schieferung feststellen (Abb. 45b). Der gelöste Quarz wird in Druckschattenhöfen und in Quarzgängen und -knauern, die im Gelände sichtbaren sind, wieder ausgefällt. Die angegebenen Volumenverluste, die sich allein auf foliationsbezogene Marker erstrecken, stellen daher Maximalwerte dar. Für die hier betrachteten Serien gehe ich auf Grund der Dünnschliffgefüge und Geländedaten (Drucklösung, Druckschatten, Quarzgänge etc.) davon aus, daß ein Großteil des in XY-Richtung verlorenen Volumens in Richtung der größten Streckung (XZ) wieder ausgeschieden wurde. Dieser Vorgang muß im Zusammenhang mit duktiler Dehnung gesehen werden. Ein Teil des abgeführten Volumens (vornehmlich Quarz), dürfte auch am Aufbau der alpidischen Kluffüllungen beteiligt sein.

Durch ein rechnerisches Verfahren (Verkürzung = $(1 - (1/R_s)) \times 100$ %) zur Erfassung der prozentualen Verkürzung nach ONASCH (1984) ergibt sich bei den gefundenen Strainwerten eine subvertikale Verkürzung von 70–80 %. Die Voraussetzung für dieses Verfahren ist eine homogene Plane-Strain-Deformation.

Diese Werte entsprechen in etwa den Angaben von VOLP & BEHRMANN (1990), die im Dachbereich des Hochalm-Ankogelmassivs ebenfalls eine subvertikale Verkürzung von 58–86 % feststellen konnten. Bereits von CLIFF et al. (1971) wurden Strain-Analysen bearbeitet. Für eine Dolomit-Quarzit-Breccie in der äußeren Schieferhülle wird ein natürlicher Strain von $\epsilon = 1,5$ – $2,5$ angegeben (nach RAMSAY, 1967). Der Deformationstyp liegt im Plättungsbereich. Aus diesen Werten ergeben sich laut CLIFF et al. (1971) max. 75 % Plättung für die äußere Schieferhülle. Für die innere Schieferhülle wurde die Strainanalyse an boudinierten Gängen vorgenommen. Es ergaben sich Werten für den natürlichen Strain von $\epsilon = 0,5$ – $1,3$, was eine Plättung der inneren Schieferhülle um 40–70 % für die Kernbereiche bedeutet und in den Randbereichen einer Plättung von max. 80 % ($\epsilon = 1,7$ – $2,4$) entspricht.

Aus diesen Betrachtungen wird ersichtlich, daß in den Randbereichen des Tauernfensters eine duktile

Dünnung, begleitet von einem umfangreichen Stofftransfer stattgefunden hat. Diese duktile Dünnung erklärt die auffallend geringen Mächtigkeiten der einzelnen penninischen Serien. Die Mächtigkeit der penninischen Abfolgen (Altes Dach und Schieferhülle) vom Zentralgneis bis zu den Schiefen des ostalpinen Kristallins beträgt im bearbeiteten Bereich ca. 1000 m. In anderen Teilen des Penninikums sind Mächtigkeiten von 3000–6000 m üblich.

Die Prozentangaben sollen nicht als absolute Zahlen betrachtet werden, sondern nur eine Abschätzung darstellen, um die Vorstellung über die Größenordnungen von Stoffumsatz und duktiler Verformung zu erleichtern.

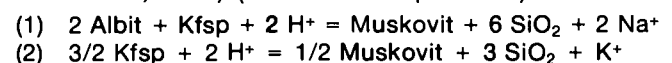
Zusammenfassung

- Strainabnahme von den Randbereichen der Zentralgneise zum ostalpinen Kristallin von R_s 6,4–2,1.
- Deformationstyp: Plättung.
- Natürlicher Strain ergibt Volumenverluste in YZ-Richtung um ca. 50 %.
- Subvertikale Verkürzung bis max. 80 %.

7.5. Volumenverluste

Nicht nur durch die Strainanalysen bekommt man Hinweise auf mögliche Volumenverluste im bearbeiteten Gebiet. Auch bei der Durchsicht der Schiffe des ostalpinen Kristallins fallen Anreicherungen von Eisenhydroxiden (Abb. 45c), Eisenkarbonaten (Abb. 45a), Opakerzen und Leukoxen bzw. Ti-Phasen (Rutil, Titanit ...) auf Schieferungsflächen auf.

Die Wissenschaft schenkte diesem Phänomen gerade in den letzten Jahren besondere Aufmerksamkeit und stellte eine Anreicherung von immobilen Elementen in Myloniten von duktilen Scherzonen fest (O'HARA & BLACKBURN, 1989; ROTH, 1984; STÖCKHERT, 1982). Neben der üblichen Anreicherung von Phyllosilikaten wurde von ihnen eine Abnahme des Feldspatgehaltes, eine Reduktion der Korngröße und eine Anreicherung von Ti, Zr, P, Y und V festgestellt. Diese Elemente sind bevorzugt in den Mineralen Apatit, Zirkon, Ilmenit und Epidot in den phyllosilikatreichen Lagen der Foliation zu finden. Beteiligt an diesem Prozeß ist eine fluide Phase, die Alkalien und Silizium wegführt und so zu einer Anreicherung von Muskovit und immobilen Elementen und Mineralen führt. Eine der wichtigsten Reaktionen ist der Abbau von Feldspäten (O'HARA & BLACKBURN, 1989) (siehe auch Kapitel 8.3.):



Wenn aus Gleichung (2) die gesamte entstandene Kieselsäure und alle Alkalien weggeführt werden, kommt es zu einem Volumenverlust von 57 % (O'HARA & BLACKBURN, 1989). Die Kieselsäure findet sich auf Klüften und in Quarzknauern wieder (O'HARA, 1988). Die Quarzknauern sind für den Quarzphyllit namensgebendes Kennzeichen. Diese Volumenreduktion kann zu einem Teil an der vorher diskutierten Volumenveränderung (Kapitel 7.5.) beteiligt sein. Dies gilt am Ostrand des Tauernfensters sowohl für die penninischen, als auch für die ostalpinen Serien.

In den Kalkglimmerschiefen fand eine Volumenreduktion durch Deformation und Drucklösung bevorzugt in den Schwarzschieferhorizonten statt. Ihre Gefüge

sind im Gelände ausgezeichnet durch eine besonders intensive Deformation. Im Labor kann in den Schwarzschieferlagen ein erheblicher Graphitgehalt festgestellt werden. Es könnte sich dabei um den immobilen Lösungsrückstand der Kalkglimmerschiefer handeln. Der wegtransportierte Calcit findet sich in Calcitklüften und Hohlraumfüllungen wieder.

In den Zentralgneisen und Feldspatgneisen sind auf Scherflächen Anreicherungen von Rutil, Titanit und Epidot gemeinsam mit Biotit und Chlorit festzustellen. Auch diese Anreicherungen werden als Hinweis auf Volumenreduktionen gedeutet. Neben dem Abbau der Feldspäte ist im ostalpinen Kristallin auch ein Zerfallen der Biotite zu erkennen. Sie liefern bei ihrem Zersatz die Ti-Phase (MILOTA, 1986). Volumenreduktion stellt somit einen erheblichen Anteil an den Deformationsvorgängen am Ostrand des Tauernfensters.

Zusammenfassung

- Anreicherung mobiler Elemente auf Schieferungsflächen.
- Zusammenbruch von Feldspat und Biotit in ostalpinen Schiefen.
- Drucklösung von Calcit.

7.6. Zusammenschau der Indizien

Nach der Darstellung der erhobenen Daten sollen die mir besonders wichtig erscheinenden Fakten kurz abschließend zusammengestellt werden.

- ① Auf Grund der Kartierung ergaben sich keinerlei Hinweise für einen komplexen Deckenbau, wie dieser von EXNER (1985) und TOLLMANN (1975) für die östlichen Hohen Tauern gefordert wurde. Es besteht ein Intrusionskontakt zwischen Zentralgneisen und Altem Dach. Die Serienabfolge im Penninikum entspricht einer weitgehend intakten, stratigraphischen Abfolge (vgl. Kapitel 3, 4). Kleinere Abscherhorizonte werden in den Habachphylliten bzw. den Biotitschiefern der Habach-Serie, der karbonatischen Trias und in den Schwarzschieferhorizonten der Kalkglimmerschiefer vermutet. Hinweise für eine Serienverdopplung oder Ferndecken (Faziesdifferenzen) fehlen.
- ② In den östlichen Hohen Tauern existieren lithologisch und lithofaziell identische Gesteine zur Habach-Serie. Infolgedessen werden diese Gesteine als Habach-Serie benannt.
- ③ Makroskopisch stoßen im Untersuchungsgebiet zwei Einheiten mit unterschiedlicher Prägung zusammen:

○ Die Gefüge im Penninikum sind straff geregelt. Im gesamten Untersuchungsbereich sind Scherbänder mit Südost-Abschiebungen des Hangenden erkennbar.

○ Das ostalpine Kristallin ist gekennzeichnet von starker Streuung der tektonischen Daten, uneinheitlichen Deformationsgefügen, duktilen Gefügen neben Knickband-Deformation und Kataklyse, inhomogener Deformation auf Grund unterschiedlicher petrographischer Zusammensetzung und unterschiedlicher Rheologie. Dies alles wird überlagert durch Hanggleitungen von gewaltigem Ausmaß.

○ Nur am Südrand der Hohen Tauern werden die Gefüge zwischen Kristallin und Penninikum einander angeglichen.

○ Der Kontaktbereich zwischen metamorphem Ostalpin und Penninikum besteht aus duktilen, quarzitischen Myloniten mit Scherbandgefügen.

- ④ Die Metamorphose hat im Penninikum ein Alter von 40–25 Ma, im Gegensatz zu ca. 100 Ma im Ostalpin. Es besteht also ein Dischronismus der benachbarten Einheiten. Apatitspaltspurendatierungen deuten auf eine getrennte Entwicklung der beiden Einheiten bis vor ca. 20 Ma (vgl. 6.3.).
- ⑤ Die heute erkennbare Kontaktzone zwischen Ostalpin und Penninikum enthält keinerlei Hinweise, daß es sich bei dieser Trennfläche um eine großräumige Überschiebungsfläche handeln könnte. Vielmehr stoßen in diesem Bereich Gesteine verschieden alter Prägung aneinander, ohne eine umfangreiche gemeinsame Deformation erfahren zu haben.
- ⑥ Der duktile, quarzitische, mylonitische Kontaktbereich zwischen Ostalpin und Penninikum läßt durch Scherbänder auf eine Abschiebung des Hangenden nach Südosten schließen. Der überwiegende Teil der Scherbänder im Penninikum ist duktil, daneben sind bruchhafte Abschiebungen und Schollenbrüche erkennbar. Die duktile Gefügeprägung war begleitet von einer duktilen Dünnung und Plättung der Serien (subvertikale Verkürzung bis zu 80 %).
- ⑦ Die Kontaktfläche zwischen Ostalpin und Penninikum bildet eine steile kataklastische Bewegungszone. Sie überprägt die quarzitisches Mylonite von 6.
- ⑧ Die Auswertung der Lineamente erbrachte zwei zeitlich voneinander getrennte Störungssysteme:
 - Das ältere System entspricht den Schollenbrüchen, die vermutlich im Zuge der Hebung der Hohen Tauern entstanden sind.
 - Das jüngere System wird der Periadriatischen Linie und ihren begleitenden Riedelbrüchen zugeordnet.

8. Diskussion der Ergebnisse

8.1. Geophysik am Tauern-Ostrand

An Hand der Bouguer-Schwereanomalien-Karte (Abb. 40) und der Horizontalgradienten ist eine starke Abnahme der Bouguerschwere in Richtung auf die Hohen Tauern festzustellen (MEURERS et al., 1987). Im Penninikum besteht ein Schwereminimum. Das metamorphe Ostalpin ist gekennzeichnet durch ein unruhi-

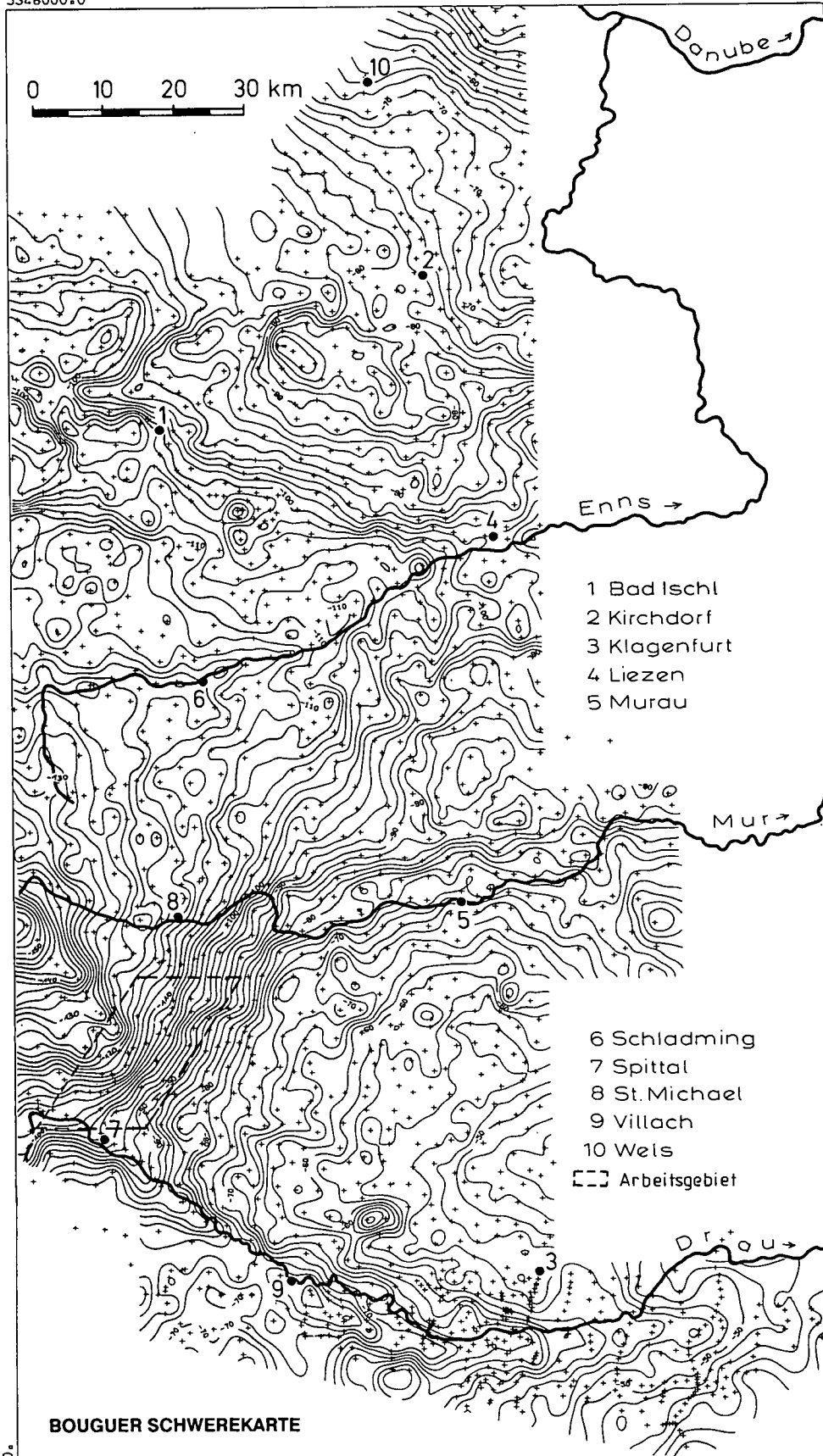
ges Isolinenbild mit einem verhältnismäßig flachen Horizontalgradienten. Eine rasche Schwereabnahme setzt westlich von Radenthein ein. Der Horizontalgradient erreicht Werte von bis zu 5 mgal/km. Die Bouguer-Anomalie erfährt eine Erhöhung von -40 mgal im Bereich von St. Veit a. d. Glan bis auf -160 mgal im Ankogelgebiet (MEURERS et al., 1981). Eine ähnliche Entwicklung der Bouguerschwere kann in einem N-S Profil auf

der Linie Pölla – Millstätter See beobachtet werden (MEURERS et al., 1981).

RUESS (MEURERS et al., 1981) modellierte nach dem Talwani-Verfahren ein dreidimensionales Bild zu der

beschriebenen Schwereanomalie. Das Modell besteht aus verschiedenen Teilkörpern unterschiedlicher Dichte und geht von der Oberflächengeologie aus (Abb. 41a). Die dabei entstandenen Profile lehnen sich sehr stark

5346000.0



5138000.0

116000.0

Abb. 40.
Bouguer-Schwerekarte
nach MEURERS et al. (1987).
Im Arbeitsgebiet besteht eine be-
sonders enge Scharung der Iso-
linien.

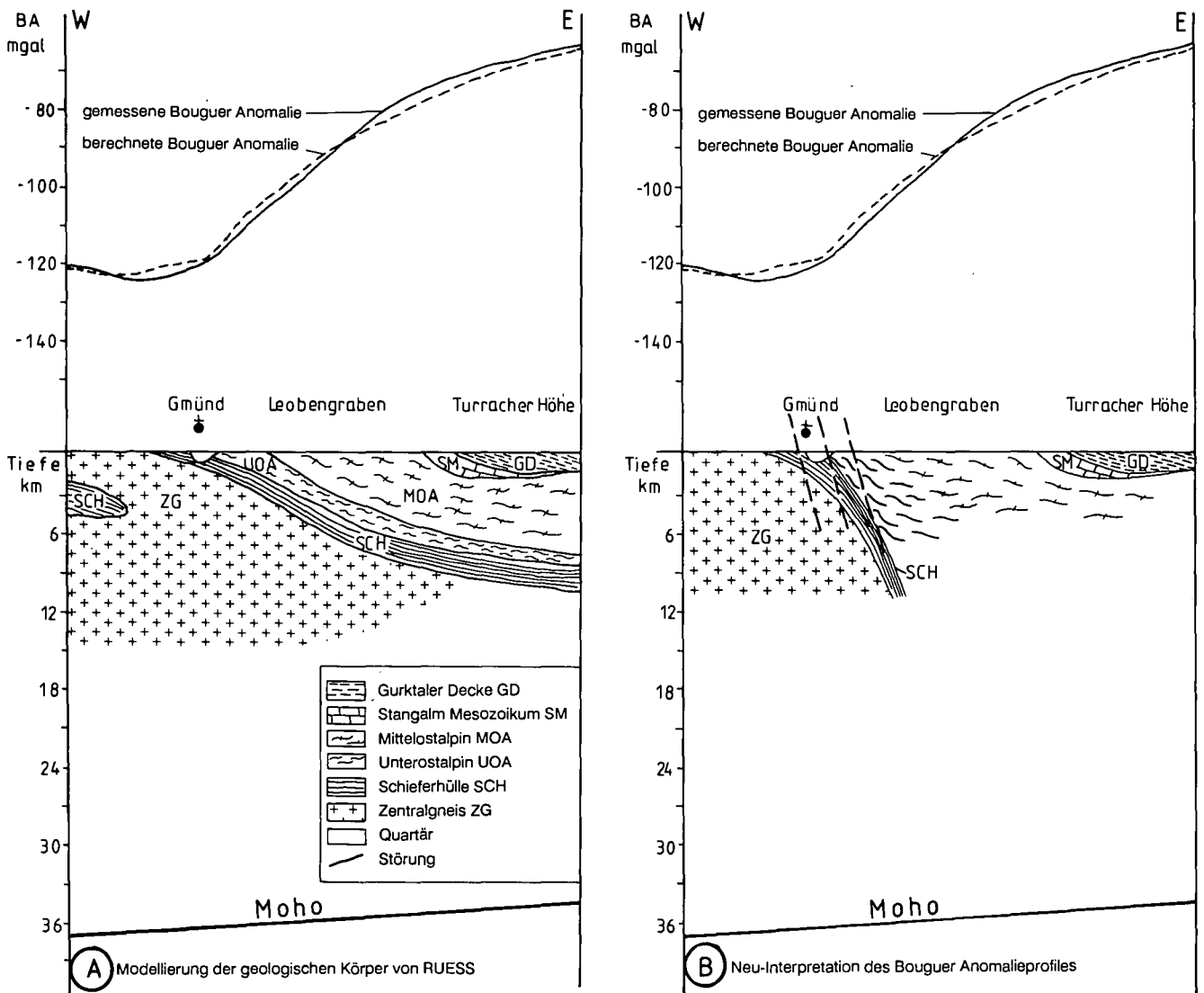


Abb. 41. Gegenüberstellung der geologischen Interpretation eines Schwereprofils.
 a) Die Modellierung nach RUESS (in: MEURERS et al., 1981) stützt sich auf das geologische Stapelungsmodell nach TOLLMANN (1977). Auf den steilen Horizontalgradienten wird nicht eingegangen.
 b) Eigene Interpretation des Schwereprofils auf Grund neuer Erkenntnisse zur Geologie im Grenzbereich Ostalpin-Penninikum. Der steile Horizontalgradient findet seinen Ausdruck in einem steilen Einfallen der Grenze zwischen den beiden Einheiten.

an das Stapelungsmodell (OOA, MOA, UOA, Penninikum) von TOLLMANN (1977) an. Aus den Modellprofilen von RUESS (MEURERS et al., 1981) ergeben sich folgende Fragen:

- ? Warum besteht im Penninikum der Hohen Tauern noch eine starke negative Schwereanomalie, wenn bereits das ehemals überlagernde Ostalpin aberodiert bzw. abgeschert wurde?
- ? Weshalb wurde in den Hohen Tauern kein isostatischer Ausgleich erreicht?
- ? Warum zeigt das Ostalpin eine geringere Schwereanomalie, obwohl nach Lehrmeinung dort der komplette Stapelungsumfang noch vorliegen soll?

Auf Grund der geänderten Datensituation zur Geologie am Tauern-Ostrand möchte ich eine alternative Interpretation der Bouguer-Daten vorschlagen (Abb. 41b). Das Ostalpin ist relativ isostatisch ausgeglichen mit -40 bis -60 mgal und einem geringen Horizontalgradienten. Das Penninikum ist nur wenig isostatisch ausgeglichen mit bis zu -160 mgal. Ein steiler Horizontalgradient zwischen Penninikum und Ostalpin

macht eine steile Grenze (Abb. 41b) zwischen den beiden Einheiten wahrscheinlich (BERCKHEMER, 1990). Das sanfte Abtauchen der penninischen Abfolgen unter die Gurktaler Alpen in der Modellierung von RUESS (MEURERS et al., 1981) ist wenig geeignet, um den steilen Horizontalgradienten zu erklären.

In der Schwereanomaliekarte (MEURERS et al., 1981) tritt das Maltatal als Schweretrog hervor. Laut STEINHAUSER & RUESS (1979) läßt sich dieser nur teilweise durch Sedimenteintragerungen erklären. Die Strukturen in größerer Tiefe werden als Auflockerungszone einer Störung interpretiert (vgl. 7.2. Lineamentauswertung). Darüber hinaus bestehen trogförmige Schwereanomalien im Nöringgraben und Leobengraben. Beide Anomalien könnten die Verlängerung der Maltatal-Störung sein, die sich im Gegendtal fortsetzt. Auch die Gegendtal-Linie paust sich als Schweretrog durch (MEURERS et al., 1981).

Neueste Untersuchungen zur Lithosphärenmächtigkeit in den Ostalpen von ARIC et al. (1989) ergaben eine maximale Dicke von 220 km (Abb. 42). Teleseismi-

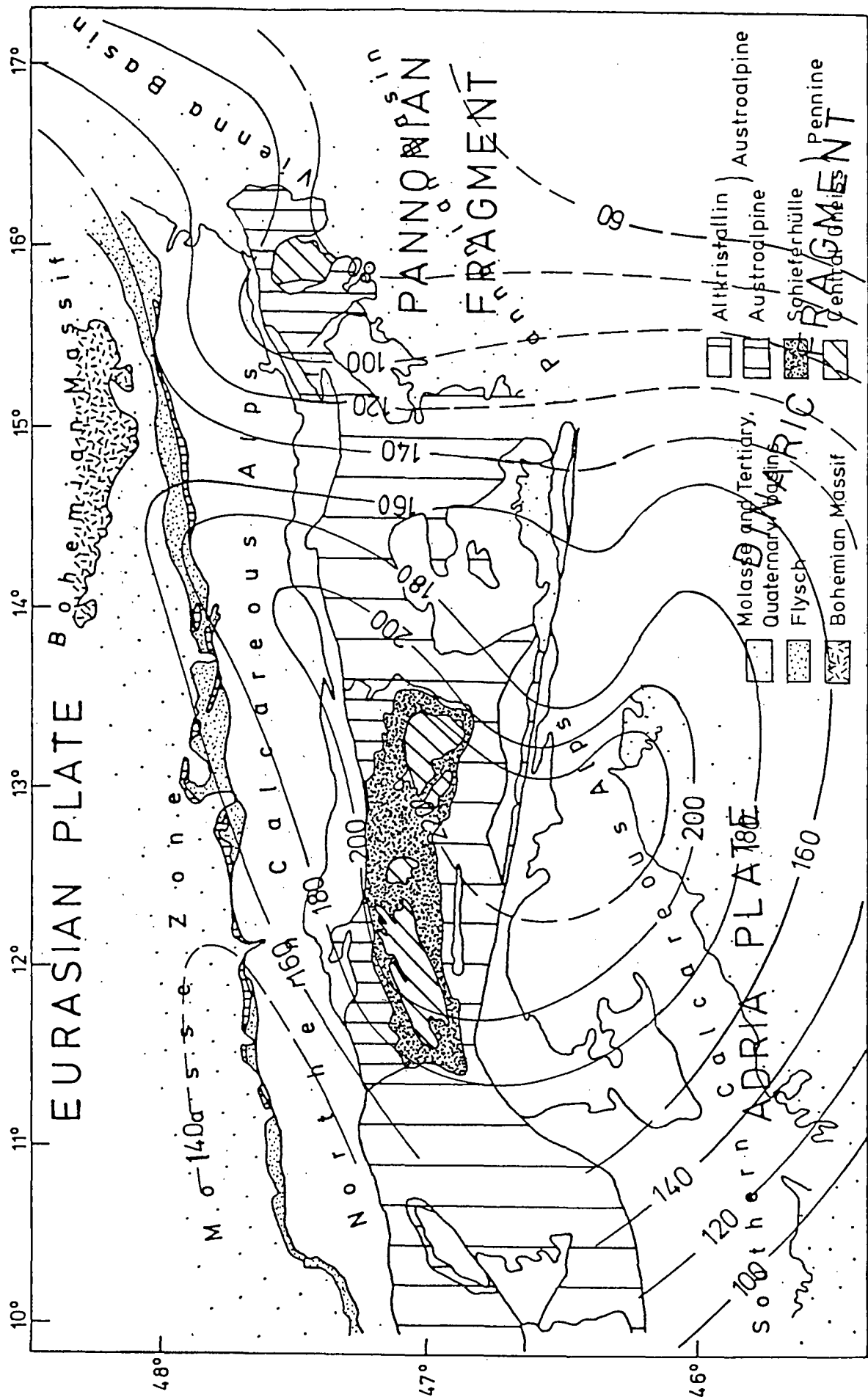


Abb. 42. Modell der Lithosphärenmächtigkeit in km, erstellt aus repräsentativen, durchschnittlichen P-Wellen-Residuen (Ri), MOHO-reduziert nach Anic et al. (1989), leicht verändert. Am Tauern-Ostrand steigt die Lithosphärenmächtigkeit auf 200 km an.

sche P-Wellen-Residuen wurden für die Analyse der Lithosphäre verwendet. Die Orte der tiefsten Lage der Lithosphärenwurzel befinden sich unter den östlichen Hohen Tauern und in der Umgebung von Friaul. Die maximale Lithosphärenmächtigkeit verläuft NNE bis NE und begleitet den Tauern-Ostrand. Seismische Aktivität in der oberen Kruste begleitet den Bereich der extremen Lithosphärenverdickung (ARIC et al., 1989). Nach ARIC et al. (1989) ist der Ort einer Subduktion, falls eine solche in den Ostalpen existiert, im Bereich der Lithosphärenwurzel zu suchen. Auf Grund der Analyse der P-Wellen-Residuen kann keine Neigung der Subduktionszone aus der Vertikalen festgestellt werden. Das Modell einer steilen Lithosphärenwurzel, wie es von LAUBSCHER (1983) für die Westalpen entworfen wurde, kann damit auf die Ostalpen übertragen werden (ARIC et al., 1989).

Betrachtet man den Verlauf der 160 km-Isolinie, so fällt eine annähernd dreieckige Form auf. ARIC et al. (1989) begründen diesen dreieckigen Verlauf durch eine schiefe Kollision zwischen der europäischen und adriatischen Platte. Nach eigenen Überlegungen könnte dieser Verlauf auch durch eine unregelmäßige Form der kollidierenden Kontinente verursacht werden. Weiterhin möchte ich darauf hinweisen, daß es sich auf Grund der seismischen Aktivität der Trennfläche und der deutlichen Erkennbarkeit der Struktur um ein junges, vielleicht sogar subrezent bis rezentes Ereignis handeln muß, welches diese extreme Tieflage der Lithosphärenwurzel verursachte. Nach bestehenden geophysikalischen Daten verläuft damit am Tauern-Ostrand eine tiefreichende, steile Struktur (vgl. Kapitel 7.), die nicht durch Tektonik der oberen Kruste (= Deckentektonik) erklärt werden kann. Die Untersuchungen zur Lithosphärenmächtigkeit unterstützen die Neu-Interpretation des Schwereprofil von Abb. 41b. Es besteht im Arbeitsgebiet kein Hinweis aus Tektonik und Geophysik, daß das Ostalpin entlang einer Deckenbahn über das Penninikum geschoben wurde. Die Begrenzungsfläche zwischen Ostalpin und Penninikum entstand vermutlich in einem kompressiven Spannungsfeld (vgl. Kapitel 7.7.).

Zusammenfassung

- Ostalpin und Penninikum sind unterschiedlich stark isostatisch ausgeglichen.
- Ein steiler Horizontalgradient zwischen den benachbarten Einheiten läßt sich am leichtesten durch eine steile Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum erklären.
- Tektonische Lineamente sind in der Bouguer-Karte als Schweretröge abgebildet.
- Aus Geophysik und Tektonik am Tauern-Ostrand läßt sich weitgehend eine Überschiebung des Penninikums durch das Ostalpin ausschließen.
- Der Tauern-Ostrand fällt mit dem Anstieg der Lithosphären Dicke auf 200 km zusammen. Es handelt sich dabei um eine steile, tiefreichende Trennfläche zwischen Europa und der adriatischen Platte.

8.2. Modellbetrachtungen zur geologischen Entwicklungsgeschichte am Tauern-Südostrand

8.2.1. Die Hohen Tauern als kompressiver metamorpher Dom

Die Hohen Tauern bilden einen metamorphen Dom von nahezu elliptischer Form ähnlich dem Lepontine-Dom (MERLE et al., 1989). Im Kapitel Metamorphose und Altersdatierung (vgl. Kapitel 6.) wurde dargelegt, daß der Metamorphosehöhepunkt ohne Unterbrechung mit der Heraushebung Hand in Hand geht. Davor hat im Penninikum eine umfangreiche Krustenverdickung stattgefunden haben (Abb. 44a). Diese Verdickung der penninischen Kruste, läßt sich durch interne Stapelung und Subduktion erklären, wobei eindeutige Beweise wegen der starken Abtragung nicht zu führen sind. Die Verdickung wäre dann der Motor für die Heraushebung der Hohen Tauern. Während des Aufstieges kam es zu der dominanten syn- bis postmetamorphen Gefügeprägung (straffe Schieferung) am Tauern-Ostrand.

Ich möchte mich auf die experimentellen Untersuchungen und analytischen Modelle an Domstrukturen von WITHJACK & SCHEINER (1982) stützen. Es wurde dabei festgestellt, daß es bei der Aufdomung von Körpern zu signifikanten Störungsmustern kommt. Diese Störungsmuster unterscheiden sich, je nachdem in welchem regionalen Spannungsfeld die Aufdomung erfolgt (Abb. 43). So konnte in elliptischen Domstrukturen unter kompressiven Bedingungen ein relativ komplexes Muster von Störungen erzeugt werden. Im Scharnierbereich und an den Flanken des elliptischen Doms entwickelten sich in erster Linie Bruchsysteme und Abschiebungen, die nahezu parallel zur Einengungsrichtung orientiert waren. In der Peripherie der Domstruktur kommt es zu Aufschiebungen oder Überschiebungen. Sie sind senkrecht zur einengenden Richtung orientiert. Blattverschiebungen wären nach dem Modellversuch in den Flanken des Domes zu erwarten und

- Abschiebung
- X Blattverschiebung
- ▼ Auf-, Überschiebung

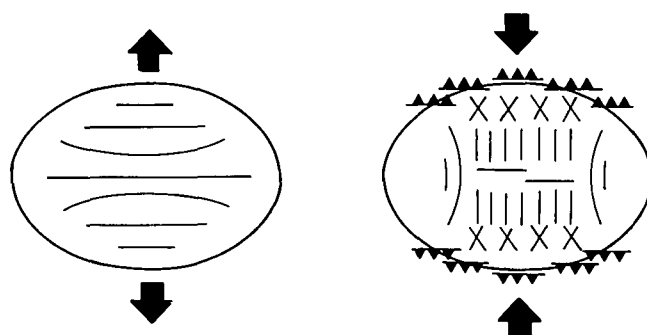


Abb. 43. Modell zum Verlauf von Störungen in einem elliptischen Dom nach WITHJACK & SCHEINER (1982).

- a) Bei der Aufdomung in einem dehrenden Spannungsfeld entwickeln sich nur senkrecht zur Dehnungsrichtung Brüche bzw. Abschiebungen.
- b) Herrschen während der Aufdomung kompressive Bedingungen, so entstehen im Kernbereich Brüche bzw. Abschiebungen parallel zur Einengungsrichtung. Randschiebungen werden ein elliptischer Dom von Auf- bzw. Überschiebungen begrenzt.

hätten ein Streichen von ca. 30° zur Kompressionsrichtung. Ist die Aufdomung in einem extensiven Spannungsfeld erfolgt, so beschränkt sich das Stö-

runghsmuster auf Brüche und Abschiebungen parallel zur langen Achse des Doms. Die Orientierung der Brüche ist senkrecht zur Dehnungsrichtung.

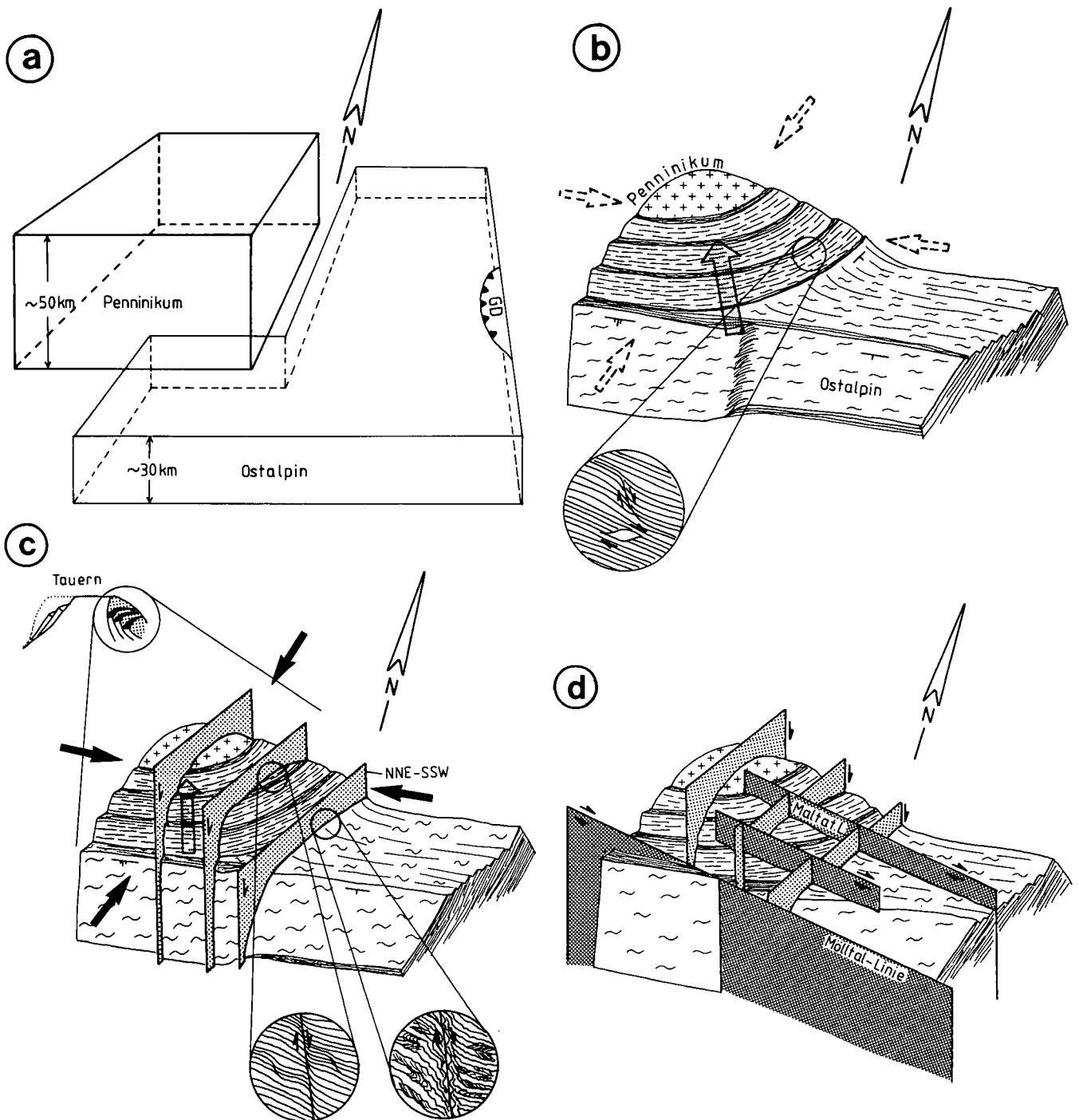


Abb. 44.

Schema der Entwicklungsgeschichte für den Grenzbereich Ostalpin-Penninikum am Tauern-Südostrand.

- Vor ca. 50–60 Ma lagen Ostalpin und Penninikum als getrennte Einheiten vor. Das Ostalpin hatte seinen Metamorphosehöhepunkt vor ca. 90 Ma erreicht. Zum Betrachtungszeitpunkt war das Ostalpin bereits relativ abgekühlt und befand sich vermutlich im isostatischen Gleichgewicht. Die Kruste des Penninikums war durch vorherige Stapelung vermutlich verdickt (nähere Erläuterungen siehe Text).
- Duktile Deformation am Tauernrand von ca. 40–20 Ma: Mit dem Metamorphosehöhepunkt in den Randbereichen des Penninikums vor ca. 40 Ma beginnt die isostatische Hebung. Die penninische Schieferhülle erfährt bei dieser Hebung eine durchgreifende Gefügeprägung. Bei fortgesetzter Deformation kommt es zur Ausbildung von abschiebenden und dehrenden Gefügen. In einer schmalen Randzone wird das diskordant zum Penninikum streichende Ostalpin dem Penninikum angeglichen. Möglicherweise herrschte zu dieser Zeit schon ein NNE–SSW- bis NE–SW-gerichtetes kompressives Spannungsfeld.
- Spröd-Deformation am Tauernrand von ca. 20 Ma: Mit der Hebung des Tauerndomes kommt es zur Abkühlung desselben. Dadurch wird der p–T-Bereich der Spröd-Deformation erreicht. Entlang von steilen bis saigeren Brüchen kommt es jeweils zur Hebung der Westflanke und Absenkung der Ostflanke. Auf Grund des Lineamentmusters kann auf ein NNE–SSW- bis NE–SW-gerichtetes kompressives Spannungsfeld geschlossen werden (nähere Erläuterungen siehe Text).
- Im letzten Deformationsakt (vermutlich jünger als 10 Ma) wurde die Domstruktur des Tauern-Ostrand durch das periadriatische System und seine begleitenden Riedelstörungen zerschnitten. Die letzten Bewegungen am Periadriatischen Lineament sind einem Spannungsfeld mit NNW–SSE gerichteter Kompression zuzuordnen (SPRENGER & HEINISCH, 1990).

Welches Störungsmuster kann in den östlichen Hohen Tauern gefunden werden? Aus dem Kapitel Lineamentauswertung (vgl. Kapitel 7.2.) ist uns ein zweiphasiges Lineamentmuster für die östlichen Hohen Tauern und ihre Umgebung bekannt. NNE–SSW orientierte Brüche wurden einer älteren Deformationsphase zugeordnet. Diese Brüche verlaufen fast senkrecht zur Längsachse des Tauerndoms (W–E). Auch der Nord- und Südrand der Hohen Tauern werden von Störungen begleitet. Nach dem Modell von WITHJACK & SCHEINER (1982) entspricht das beobachtete Lineamentsystem dem Verlauf von Störungen, die während einer kompressiven Aufdomung entstehen. Die kurzen NNE–SSW orientierten Brüche entsprechen den Extensionsbrüchen (Abschiebungen) im Modell. Eine Koppelung der NNE–SSW-streichenden Störungen mit einem NNE–SSW gerichteten kompressiven Spannungsfeld liegt nahe. Dieses Kräftefeld liegt jedoch nicht ganz senkrecht zu der elliptischen Domstruktur der Hohen Tauern. Aus diesem Grund kommt es wahrscheinlich am Nord- bzw. Südrand der Hohen Tauern nicht wie im Modell vorgesehen zu einer Aufschubung des Penninikums auf das Ostalpin, sondern nur zur Ausbildung von Blattverschiebungen mit Vertikalkomponente (z.B. Mölltal-Linie, Radlgraben ...). Diese angelegten Schwächezonen wurden vielfach von jüngeren Deformationsakten genutzt (z.B. Periadriatisches System, continental escape, Salzachtal Störung etc.). Aus diesen Indizien läßt sich ableiten, daß die Hohen Tauern eine Heraushebung unter kompressiven Bedingungen im Sinne von WITHJACK & SCHEINER (1982) erfahren haben. Da das Kräftefeld schräg auf bestehende Strukturen einwirkte, kann von einer transpressiven Einengung gesprochen werden.

Welche Strukturen hinterließ die isostatische Hebung in einem kompressiven Spannungsfeld?

- Die erste Phase der Aufdomung (Abb. 44b) verlief unter duktilen Bedingungen, denn der Metamorphosehöhepunkt war gerade überschritten (vgl. Kapitel 6.1.). Die prägende Schieferung wird vermutlich zu diesem Zeitpunkt gebildet (vgl. Kapitel 7.3.). Die stark verdickte Kruste der Hohen Tauern wird isostatisch gehoben und die randlich gelegenen Serien fließen abwärts (straff geregelte Lineation und Schieferung vgl. Kapitel 7.1.), relativ zum aufsteigenden Material. Es entstehen dabei die duktilen Dehnungsgefüge, die im gesamten Randbereich der östlichen Hohen Tauern zu finden sind, wie z.B. ausgedünnte Serien, geplättete Intrusivkontakte, duktil überscherte Randpartien der Zentralgneise (Augengneise), Boudinage von Amphiboliten, eingeregelter Aktinolithkristalle in der Habach-Serie und den Prasiniten, ebenso wie die straff eingeregelter Serien der Äußeren Schieferhülle. Die Temperaturen dürften sich zwischen 400–500°C bewegt haben, da Granatwachstum und Rekristallisation von Feldspat festgestellt werden kann. Die prägende Schieferung kann die fortgesetzte Deformation nicht mehr aufnehmen, statt dessen entwickeln sich Scherbänder (= ecc) (Abb. 44b) (PLATT & VISSERS, 1980). Sie zerschneiden die vorher angelegte Schieferung in einem Winkel von ca. 30–40° (siehe dazu Kapitel 7.3.). Auf Grund der dynamischen Rekristallisation der Quarzkorngefüge werden Temperaturen von 275–350°C für diesen Deforma-

tionsabschnitt erwartet. Durch die Heraushebung kommt es zur raschen Druckentlastung (isotherme Dekompression DROOP, 1985, vgl. Kapitel 6.1.) und nachfolgend zur Abkühlung.

- Die Hohen Tauern haben durch die Hebung die Grenze zwischen duktiler und spröder Deformation überschritten (Abb. 44c). Die Spannungen durch die isostatische Hebung werden in Bruchsystemen entladen. Es entstehen dabei nicht nur abschiebende NNE–SSW-gerichtete Brüche, sondern es werden auch die Hauptbruchstörungen am Tauern-Westrand (Brennerfurche und Silltal-Störung) und am Ostrand (Katschberg-Linie) angelegt (LAUBSCHER, 1990). Vermutlich werden zu diesem Zeitpunkt auch die Störungen am Nordrand (Tauern-nordrandstörung) und am Südrand (Mölltal-Linie) der Hohen Tauern ausgebildet. Auf Grund des Lineamentmusters (vgl. Kapitel 7.2.) wird nach dem Modell von WITHJACK & SCHEINER (1982) mit einer kompressiven Einengung während des isostatischen Aufstieges gerechnet.
- Im letzten Deformationsakt wurde der Tauerndom vom periadriatischen System und den dazu gehörigen Riedelbrüchen zerschnitten (Abb. 44d). Aus der Lineamentauswertung (Kapitel 7.2.) und der Kartierung (Kapitel 7.1.) ist bekannt, daß die kurzen NNE–SSW-gerichteten, abschiebenden Brüche von lang durchlaufenden WNW–ESE-streichenden Lineamenten abgeschnitten werden. Von SCHMID (1989) wird die Mölltal-Linie als dextrale Riedelstörung zum Periadriatischen Lineament beschrieben.

Der Hebungsvorgang des penninischen Tauerndoms kann somit als lang anhaltender Prozeß betrachtet werden, bei dem eine Gefügeprägung von duktil bis spröd stattfand.

Es wurde erläutert, daß der Tauerndom auf Grund des Störungsmusters, das in Kartierung und Lineamentauswertung ermittelt wurde, zumindest im Bereich der Spröd-Deformation in einem NNE–SSW-gerichteten, transpressiven Spannungsfeld aufgewölbt wurde. Damit hat die Richtung der Einengung schräg auf den sich E–W-erstreckenden Tauerndom eingewirkt. Es kann mit einer Kräfteaufspaltung in eine Normalkomponente senkrecht auf den Tauerndom (= N–S) und in eine Scherkomponente parallel zum Tauerndom (= W–E, sinistrale Blattverschiebung) gerechnet werden (EISBACHER, 1991). Die Auswirkungen der N–S-gerichteten Einengung sind im Bereich des Mölltales in der steil aufgerichteten Schieferung und im Umbiegen der Schieferung in ein W–E-Streichen (Tauernwalze, Kapitel 7.1, Abb. 32c,d) zu erkennen. Die W–E-Scherung ist dokumentiert in der Blattverschiebungskomponente der Mölltal-Linie. Infolge der W–E-wirkenden Komponente kommt es zwischen Penninikum und Ostalpin zu einer Anpressung. Die Knickbänder am Katschberg, die bruchhafte Überschiebung am Maltaberg (Abb. 10d) und die Angleichung der Gefüge zwischen Ostalpin und Penninikum in einer schmalen Zone (quarzitische Mylonite vgl. Kapitel 7.1., 7.7.) werden als Hinweise dafür gerechnet. Die Struktur wird als Anpressung beschrieben, da gleichzeitig mit einer möglichen Aufschubung des Ostalpins eine intensive Hebung der Hohen Tauern stattfand, sodaß sich beide Bewegungen gegenseitig aufgehoben haben können.

Die Hebung der Hohen Tauern ist an den Metamorphosehöhepunkt vor ca. 25–40 Ma gekoppelt. Das

transpressive Spannungsfeld zur Aufdomung des Tauernfensters kann also maximal vor 40 Ma zu wirken begonnen haben. Es muß auf jeden Fall bis zur Unterschreitung der Spröd-Duktil-Grenze bei ca. 250°C bestanden haben. K-Ar-Schließungsalter für Glimmer (300–350°C) lieferten in den östlichen Hohen Tauern ca. 20 Ma. Als minimale Untergrenze für das transpressive Spannungsfeld ergibt sich damit ein Alter von 15–20 Ma.

SCHULZ (1989) und KLEINSCHRODT (1987) berichten von sinistralen Blattverschiebungen mit geringem Vertikalversatz entlang der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) durch welche unterschiedlich deformierte Blöcke nebeneinander positioniert wurden. Eine Transpression mit NE–SW-gerichteter Hauptnormalspannung wird als Ursache für diese Deformation angegeben. Das Transpressions-Regime wurde nach KLEINSCHRODT (1987) vermutlich durch einen sinistralen Vorschub der adriatischen Platte (Indenter) nach N bis NE entlang der Judikarien-Linie ausgelöst. Auf Grund der Deformation der periadriatischen Tonalite und homogener Apatit-Spaltspurenalter für beide Blöcke läßt sich die transpressive Phase für das Kristallin südlich der Hohen Tauern zeitlich auf ein Alter von 28–21 Ma einengen.

Die aus eigenen Untersuchungen abgeleitete sinistrale Scherkomponente der Mölltal-Linie und die NNE–SSW-Einengung des östlichen Tauerndomes läßt sich mit den Ergebnissen von SCHULZ (1989) und KLEINSCHRODT (1987) entlang der DAV parallelisieren. Auch die Abschätzung zum Zeitabschnitt der transpressiven Einengung am östlichen Tauerndome (max. 40 – min. 15 Ma) läßt eine große Ähnlichkeit zum Modell von KLEINSCHRODT (1987) erkennen. Es ergibt sich daraus der überregionale Charakter der NNW–SSE- bzw. NE–SW-gerichteten Transpression. Bereits BECHSTÄDT (1978) forderte einen sinistralen Versatz an der Mölltal-Linie, durch welchen der Drauzug von den nördlichen Kalkalpen getrennt worden sein soll. In jüngster geologischer Zeit wurde die Mölltal-Linie vom Periadriatischen System erneut aktiviert. Sie wurde hierbei als dextraler Riedel zum Periadriatischen Lineament benutzt (SCHMID, 1989).

Zusammenfassung

- Das Tauernfenster entspricht dem Modell eines kompressiven Domes. Die isostatische Hebung fand zumindest im Abschnitt der Spröd-Deformation in einem NNE–SSW-gerichteten Spannungsfeld statt.
- Mit der Hebung des Tauerndomes ging eine lang andauernde und intensive Gefügeprägung einher. Diese begann unter duktilen Verformungsbedingungen und endete mit Spröddeformation.
- Das transpressive Spannungsfeld kann in eine N–S-Komponente und eine W–E-Komponente zerlegt werden.
- Eine zeitliche Kongruenz der transpressiven Ereignisse an der DAV und in den Hohen Tauern ist evident. Es ergibt sich daraus der überregionale Charakter der transpressiven Phase zwischen max. 40 – min. 15 Ma.
- Im letzten Deformationsakt wird der Tauerndom randlich von den Störungen des periadriatischen Systems zerschnitten.

8.2.2. Entwicklungsmodell für das Ostalpin im Grenzbereich zum Penninikum

Auf Grund des Dischronismus der Metamorphose und der Altersdatierungen von Ostalpin und Penninikum, der unterschiedlichen strukturgeologischen Prägung und des unterschiedlichen isostatischen Angleichs (Geophysik), folgere ich für das ostalpine Kristallin östlich des Tauernfensters eine eigene Entwicklungsgeschichte. Diese ist weitgehend unabhängig vom Penninikum (Abb. 44a). Um die Entwicklungsgeschichte des ostalpinen Kristallins in befriedigendem Umfang lösen zu können, müssen geeignetere Bereiche untersucht werden. Aus der Randposition zum Penninikum können nur Denkanstöße oder Hinweise gegeben werden.

Das ostalpine, metamorphe Kristallin östlich des Tauernfensters wird von TOLLMANN (1977) und SCHIMANA (1986) von N nach S gegliedert in Priedröf, Radentheiner und Millstätter Serie. Von SCHIMANA (1986) wurde eine einphasige alpidische Metamorphose-Überprägung der Radentheiner Serie gefordert. Die übrigen Serien des ostalpinen Kristallins sind im Gegensatz dazu deutlich erkennbar mehrphasig durch Metamorphose und Deformation überprägt worden. SCHIMANA (1986) weist auf Grund der einphasigen Metamorphose auf die große Ähnlichkeit der Radentheiner Serie mit dem Schneeberger Zug hin. Ein eng beprobtes Profil an der Liesertaler Bundesstraße bis zur Straßenabzweigung nach Altersberg (vgl. Kapitel 4.4.), wenig nördlich der Mündung des Steinbrückenbaches in die Lieser, ergab keinerlei Hinweise auf eine einphasig metamorph überprägte Radentheiner Serie (vgl. Kapitel 5.3.4.). Die Granate sind zum überwiegenden Teil so stark serizitisiert, daß eine Aussage über einen Zonarbau unmöglich war. Die übrigen Schlißgefüge wie Crenulation einer älterer Schieferung, Glimmergefüge und Feldspatgefüge zeigen keinerlei Abweichungen vom restlichen Kristallin (vgl. 4.4.2.). Für die randliche Radentheiner Serie, wie für das übrige ostalpine Kristallin östlich des Tauernfensters nehme ich auf Grund dessen eine mehrphasige Überprägung an.

In den vorangegangenen Kapiteln wurde erläutert, daß das Ostalpin wahrscheinlich nicht das Penninikum überlagert hat. Nach der bestehenden Datensituation dürfte das Ostalpin erst vor 40–20 Ma neben dem Penninikum zu liegen gekommen sein.

- Das Penninikum hatte zu diesem Zeitpunkt den Metamorphosehöhenpunkt überschritten und kühlte auf Grund der schnelle Hebung rasch aus, sodaß keine Umprägung der radiometrischen Altersdaten des ostalpinen Kristallins erfolgen konnte.
- Das östliche Tauernfenster und das angrenzende Kristallin zeigen erst zwischen 23,4Ma und 6Ma eine gleich verlaufende Abkühlungsgeschichte (STAUFENBERG, 1987).
- Die Kaltdeformation erfaßte Penninikum und Ostalpin gemeinsam.

Das NNE–SSW-wirkende Spannungsfeld verursachte eine Anpressung des nahezu kalten ostalpinen Kristallins an das gerade auskühlende Penninikum. Es wurden bei der Deformation Mylonite gebildet, die auf eine maximale Temperatur von 300–350°C schließen lassen. Durch die Deformation wurden Wegsamkeiten für eine fluide Phase geschaffen. Als Lieferant der fluiden Pha-

se werden die penninischen Sedimente angenommen (FRANK, 1987). Diese bewirkte einen Zersatz und eine retrograde Metamorphose weiter Bereiche des ostalpinen Kristallins. Es wurden dadurch die Granat-Glimmerschiefer und Gneise zu Quarzphylliten umkristallisiert. Drucklösung und Plättungsgefüge im Penninikum und Ostalpin spiegeln die kompressive Deformation im Pressungsbereich wider. Die Knickband-Gefüge und Biegegleitfalten am Katschberg dokumentieren eine letzte W-E-gerichtete Einengung.

Zusammenfassung

- Es gibt keinerlei Hinweise dafür, daß die Radentheiner Serie nur eine einphasige (= alpidisch) Überprägung erfahren hat.
- Das Penninikum wurde an das Ostalpin vor ca. 25–20 Ma im Rahmen eines NNE–SSW-gerichteten transpressiven Spannungsfeldes angepreßt. Die Abkühlungs- und Deformationsgeschichte von Ostalpin und Penninikum verläuft danach parallel.
- Auch auf Grund geophysikalischer Daten steht die Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin steil. Eine flache Überschiebung des Ostalpins auf das Penninikum ist unwahrscheinlich.
- Deformation und Einwirkung von fluider Phase bewirkten eine tiefgreifende Umkristallisation im Randbereich des ostalpinen Kristallins.

8.3. Zur Existenz des „Unterostalpins“ am Tauern-Ostrand

Zum Überblick sei auf die regionalgeologische Zuordnung der Quarzphyllite am Tauern-Ostrand hingewiesen. Die oberste Decke der unterostalpinen Radstädter Tauern wird als Quarzphyllit-Decke bezeichnet (TOLLMANN, 1977; SCHÖNLAUB, 1979). Sie soll generell invers liegen. Nach Südosten mündet der unterostalpine Deckenstapel der Radstädter Tauern in die Katschberg-Zone (EXNER, 1980a, 1983; TOLLMANN, 1977). In der Tschaneck-Schollzone finden sich größere Trias-späne, die als Reste der Trias der Radstädter Tauern angesehen werden (EXNER, 1989; TOLLMANN, 1977). Diese Schollzone wird überlagert von den Katschberg-Quarzphylliten mit Karbonatgesteinsschollen von silurischem Alter (Lisabichl-Schollzone, SCHÖNLAUB et al., 1976). Diese Katschberg-Quarzphyllite entsprechen nach dem bisherigen Wissensstand der unterostalpinen Quarzphyllit-Decke (TOLLMANN, 1975, 1977).

Mesozoische Deckenscheider an der Grenze zwischen den unterostalpinen Quarzphylliten und dem mittelostalpinen Kristallin fehlen nach TOLLMANN (1977).

Ein weiteres unterostalpinen Element stellt die Matreier Schuppenzone dar. Sie wird als ostalpin-penninische Mischzone gedeutet und stellt nach derzeitigem Kenntnisstand die unmittelbare Fortsetzung der Katschberg-Zone dar (EXNER, 1980, 1989; TOLLMANN, 1977).

8.3.1. Quarzphyllit-Problematik

Nach einer Definition von FRITSCH et al. (1967) ist unter Quarzphyllit folgendes Gestein zu verstehen:

„ ... Phyllite sind feinkörnige, dünnstriefrige Metamorphite deren blättrige Gemengteile megaskopisch als zusammenhängende Überzüge erscheinen. Der Gehalt an Serizit liegt zwischen 50–90 %. Ge-

steine mit 20–50 % Serizit und mehr als 50 % Quarz werden als Quarzphyllite bezeichnet, unabhängig davon, ob Quarz direkt im Gestein verteilt ist oder in Form von Adern oder Knauern auftritt ... ”

Zur Aufklärung der Problematik, welche geotektonische Position der Quarzphyllit einnimmt, sind folgende Fragen zu beantworten:

- ? Welche Fakten kennzeichnen das MOA-Kristallin?
- ? Welche Indizien/Spuren können zur Aufklärung der Quarzphyllit-Herkunft dienen?
- ? Welche Mechanismen bedingen die Schwierigkeiten bei der Ansprache der Quarzphyllite?

8.3.2. Kennzeichen des mittelostalpinen Kristallins

Die Serien bestehen aus Granat-Glimmerschiefern, quarzitischen Glimmerschiefern, Para- und untergeordnet Orthogneisen. Die Gesteinsabfolgen haben eine variszische medium grade Metamorphose, sowie südlich und östlich des Tauernfensters eine altalpidische, grünschiefer- bis amphibolithfaziale Metamorphose durchlaufen. Diese Abfolgen haben neben einer mehrfachen Metamorphose auch eine mehrphasige Deformation erfahren.

Welche Minerale können zur Identifizierung des mittelostalpinen Kristallins dienen?

- Paragonit dient mit Muskovit und Biotit zusammen als Hinweis auf eine höhere low grade Metamorphose. Er ist als Tracer-Mineral bedingt geeignet.
- Biotit kann variszisch und zum Teil alpidisch gesproßt sein. Im retrograden Zustand wird Biotit zu Chlorit, Eisenhydroxid, Titanit und Leukoxen abgebaut. Diese Abbauprodukte finden sich entlang von sf-Flächen. Er kann damit bedingt als Tracermineral verwendet werden.
- Plagioklas rekristallisiert erst ab ca. 500°C, davor geschieht eine Umkristallisation zu Albit, Porphyroklastenbildung, Serizitisierung und Druckzwillingsbildung. Der Plagioklas übersteht also relativ unverändert die möglichen Deformationsschritte und ist somit als Tracermineral gut geeignet.
- Granat ist variszisch und alpidisch gesproßt. Es können im Idealfall zwei Granat-Generationen unterschieden werden (vgl. 5.3.). Bei der Diaphthorese wird er zu Serizit, Chlorit und Eisenhydroxid zersetzt. Das bedeutet, daß Granat häufig als Pseudomorphose erhalten ist. Granat eignet sich daher gut zur Identifizierung des Kristallins.

8.3.3. Reliktgefüge in den Quarzphylliten

Nach eigenen Beobachtungen handelt es sich bei den Quarzphylliten um ein mehrfach deformiertes Gestein mit einem fischgrätartigen Überschneidungsmuster von verschiedenen alten Schieferungsflächen. Die letzten Umkristallisationen fanden unter retrograden Bedingungen (max. 350°C, vgl. Kapitel 6.2.) statt, verbunden mit Deformation und Durchsatz von fluider Phase (= retrograde dynamische Metamorphose nach STÖCKHART, 1982).

Mineralbestand

- Reliktische Hellglimmer-Teilgefüge (Glimmerbögen, Crenulationsschieferung etc.) geben wichtige Hin-

Manchmal lassen diese Abbauprodukte noch einen schwachen Pleochroismus erkennen. Die Pseudomorphosen sind meist schieferungsparallel angeordnet (Abb. 45c).

- Plagioklas kann in den meisten Quarzphyllit-Proben als Porphyroklast (-1 mm Durchmesser) gefunden werden. Er ist von gerundeter Kornform, leicht getrübt oder serizitisiert und unterschiedlich kataklastisch überprägt (Abb. 45a).
- Granat ist häufig nur noch zerstückelt (Abb. 22b) und reliktsch in Pseudomorphosen nach Granat (Abb. 22c) erhalten, aber durchgehend nachweisbar.
- Kaolinit wurde mit dem Röntgendiffraktometer in den Quarzphylliten nachgewiesen, vereinzelt tritt dieser auch im mittelostalpinen Kristallin auf. Er kann als Zerfallsprodukt aus Biotit und Feldspat durch Einwirkung fluider Phasen entstehen (TRÖGER, 1969). Seine obere Stabilitätsgrenze liegt bei ca. 400°C.
- Weiterhin auffallend ist eine kräftige Imprägnation der Quarzphyllite mit Eisenhydroxiden und in manchen Bereichen mit Eisenkarbonaten (Abb. 45c).

Nur stabile Reliktgefüge und -Minerale weisen auf das Ausgangsgestein hin. Die ursprünglichen Gefüge wurden weitgehend zerstört. Trotzdem kann zwischen den bisher als „unterostalpinen Quarzphyllit“ beschriebenen Bereichen und dem mittelostalpinen Kristallin eine große Übereinstimmung festgestellt werden. Die Karbonatgesteinsschollen der Lisabichl-Zone sind kein eindeutiger Hinweis für die unterostalpine Stellung des Quarzphyllites. Innerhalb des Mittel- und Oberostalpins treten immer wieder Karbonatgesteinszüge paläozoischen Alters auf (z.B. Gailtalkristallin, Deferegger Altkristallin, Nördliche Grauwackenzone etc.).

Die Karbonate und Quarzite der Tschaneck-Schollenzone (Trias) werden als tektonische Späne der unterostalpinen Radstädter Tauern aufgefaßt (EXNER, 1989). Dies bedingt jedoch nicht zwingend eine unterostalpine Stellung der Quarzphyllite. Es besteht unter anderem die Möglichkeit, daß es sich bei den mesozoischen Karbonatspänen um Reste einer deformierten zentralalpinen Trias handelt.

Zusammenfassung

- Der Mineralbestand des Quarzphyllites unterscheidet sich nur geringfügig von dem des mittelostalpinen Kristallins.
- Karbonatgesteine paläozoischen Alters sind in verschiedenen ostalpinen Einheiten zu finden und geben damit keinen Hinweise für eine unterostalpine Stellung der Quarzphyllite.
- Die Quarzphyllite müssen nicht zwingend in Verbindung mit der möglicherweise unterostalpinen Tschaneck-Schollenzone gesehen werden.

8.3.4. Mechanismen zur Überführung von „Kristallin“ in „Quarzphyllit“

Aus den vorangegangenen Kapiteln ist zu folgern, daß die Quarzphyllite aus dem mittelostalpinen Kristallin hervorgegangen sein können.

EXNER und seine Schüler beschreiben mehrfach die Diaphthorose des mittelostalpinen Kristallins. MEYER (1977) erkennt Phyllonite, die sich aus dem mittelostalpinen Kristallin entwickelt haben und erläutert die Ähn-

lichkeiten zwischen deformiertem Kristallin und den Quarzphylliten. EXNER (1980, 1989) erklärt, wie schwierig es ist, die nach seiner Auffassung progressiv metamorphen Katschberg-Quarzphyllite (UOA) von den diaphthorischen Quarzphylliten (MOA) zu unterscheiden.

Die Mineralbestände der Glimmerschiefer und Quarzphyllite entsprechen einander weitgehend. Welche Deformations- und Kristallisationsvorgänge führen zur Umwandlung von Glimmerschiefern (mittelostalpinen Kristallin) in einen Quarzphyllit?

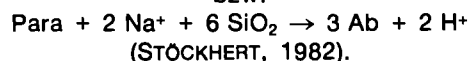
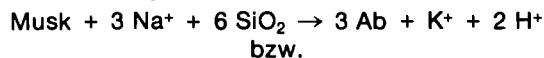
- Quarz erfährt eine plastische und zum Teil kataklastische Kornverkleinerung. Drucklösungsvorgänge führen zu einer weit verbreiteten SiO₂-Mobilisierung (vgl. Kapitel 7.6.), die eine Bildung von Quarzknausern und Quarzit-ähnlichen Myloniten (Serizit-Quarzit 3.2.) zur Folge hat.
- Die Hellglimmer werden durch Deformation und Rekristallisation in den Korngrößen reduziert. Oft werden die Glimmer entsprechend ihrer Orientierung basisparallel zerschert oder sie rekristallisieren eingeregelt in der Schieferung. Streng eingeregelt, subparallel verwachsene Glimmeraggregate sind die Folge. Eine optische Unterscheidung der beiden Deformationsarten ist häufig nicht mehr möglich. Veränderung des Pauschalchemismus in Verbindung mit Deformation führen zu einer Anreicherung bzw. Zufuhr von K⁺. Dieser Vorgang läßt sich sehr leicht an der Zunahme von Hellglimmer in Deformationszonen erkennen (ROTH, 1984). Erfährt K⁺ keine Anreicherung, so bildet sich Kaolinit.
- Biotit wird unter Einwirkung von fluider Phase in Chlorit und bei weiter reichendem Zersetz in Eisenhydroxide, Eisenkarbonate, Leuoxen und Kaolinit umgewandelt (MILOTA, 1986).
- Die Feldspäte im mittelostalpinen Kristallin bilden ein offenes Teilgefüge und überstehen unter anderem aus diesem Grund die Deformationen relativ unverfehrt. Die Umkristallisation und Deformation von Feldspat ist häufig mit einem Austausch von Alkalien (allochem) gekoppelt (STÖCKHERT, 1982). Das in Scherzonen mobilisierte Na⁺ erzeugt Schachbrettalbite und eine Albitisierung von Plagioklas. Freigesetztes K⁺ aus den Kalifeldspäten kann zu einer Serizitisierung der Feldspäte oder zu einer Anreicherung des Hellglimmeranteiles führen. Darüber hinaus werden die Feldspäte kataklastisch deformiert.
- Granat erfährt unter retrograden Bedingungen eine Chloritisierung. Ein weiterer Zersetz erzeugt die Bildung von Pseudomorphosen aus Chlorit, Serizit und Eisenhydroxiden. Retrograd überprägter Granat kann durch Deformation auch verschiefert werden.

Die physikalischen Bedingungen der Deformation können näher eingegrenzt werden durch das Deformationsverhalten von Quarz und Feldspat. Das spröde Verhalten von Feldspat ohne Hinweise auf Rekristallisation läßt auf eine Temperatur deutlich unter 500°C schließen, das duktile Verhalten von Quarz gibt eine minimale Temperatur von 275°C an; da Biotit nicht rekristallisiert ist (VOLL, 1976), sondern retrograd abgebaut wurde, dürfte der überwiegende Teil der Vorgänge bei Temperaturen um 300°C abgelaufen sein. Die Gefügeprägung der Quarzphyllite ist als unabhängige dynamische retrograde Metamorphose aufzufassen. Die Mylonitisierung eines Gesteins verursacht nicht nur eine signifikante Verkleinerung der Korngröße (Abb. 8c,11c)

und damit eine Erhöhung der reaktiven Oberfläche, sondern auch einen Stofftransport durch Drucklösung und fluide Phase. Alkalien (Na, K) und Erdalkalien (Ca) weisen bei der Deformation eine hohe Mobilität auf. Der Ionen-Austausch zur Equilibrierung mit der fluiden Phase kann ohne Gitterdiffusion entlang der Grenzflächen erfolgen (STÖCKHERT, 1982). Die Grenzflächen müssen ein offenes System bilden, entlang der die fluide Phase das Gestein durchwandern kann. Die Tendenz zur Reequilibrierung bewirkt permanente Reaktionen mit der festen Phase. Es besteht ein andauerndes Ungleichgewicht (vgl. Kapitel 6.2.). Bestimmende Faktoren für die Reequilibrierung sind Druck, Temperatur und die Zusammensetzung des Mineralbestands. Die Vielfalt und der rasche Lagenwechsel siliziklastischer Gesteine bewirkt eine inhomogene Zusammensetzung der fluiden Phase (STÖCKHERT, 1982:88). Generell führt dies zu einer Anreicherung von Quarz und Phyllosilikaten im Vergleich zum Ausgangsgestein (ROTH, 1984). Es werden also bei einer retrograden dynamischen Metamorphose Gesteine erzeugt, die als Quarzphyllite, Phyllonite, Plattenmylonite etc. bezeichnet werden können.

Das ostalpine Kristallin wurde an einer Vielzahl von Bewegungsflächen deformiert (intrakristalline Bewegungszonen Abb. 11c). Bereiche stärkerer Durchbewegung wechseln mit geschonten Partien ab. Nahezu alle Quarzphyllite können nach der Nomenklatur von HEITZMANN (1985) als Mylonite bezeichnet werden. Die Deformation kann als heterogen bezeichnet werden.

Aus Glimmerschiefern entlang der Liesertaler Bundesstraße kann ein weiteres Phänomen beschrieben werden. Im Bereich einer eng begrenzten Störungszonen (1–10 m) konnte ein rotbräunliches Gestein mit weißen, knotig herauswitternden Mineralen (1–2 mm) gefunden werden. U.d.M. zeigte sich, daß es sich bei den knotigen Mineralen um Albit handelt und Quarz gegenüber den Albiten deutlich zurücktritt. Die Entstehung dieses Phänomens wird von mir auf Deformation und Einwirkung von fluider Phase auf Glimmerschiefer zurückgeführt. Möglicherweise sproßt dabei Albit auf Kosten von Hellglimmer:



Die hier aufgezeigten Schritte weisen daraufhin, daß das ostalpine Kristallin und der Quarzphyllit ein gemeinsames Edukt haben und lediglich durch eine unterschiedlich intensive tektonische Prägung ihr jeweiliges Aussehen und Gefüge erhalten haben. Der Quarzphyllit stellt somit keine eigenständige tektonische Einheit dar, sondern lediglich den stärker deformierten Rand des ostalpinen Altkristallins, bzw. intrakristalline Scherzonen darin. Die dargestellte Genese des Quarzphyllites entspricht damit der Entstehung des Thurntaler Quarzphyllites aus ostalpinem Kristallin nach SCHULZ (1988).

Zusammenfassung der wirksamen Mechanismen

- Heterogene Deformation.
- Hohe Mobilität von Na, K, Ca.
- Anreicherung von Quarz und Phyllosilikat.
- Duktile und kataklastische Deformation überlagern sich.

Folgerung: Die Quarzphyllite sind durch Deformation und Einwirkung von fluider Phase aus dem ostalpinen Kristallin hervorgegangen und damit keine eigenständige tektonische Einheit.

8.3.5. Zusammenfassende Diskussion zum Unterostalpin-Problem

Im vorangegangenen Kapitel wurde festgestellt, daß der Quarzphyllit am Tauern-Südostrand durch duktile Deformationen und retrograde Metamorphose gebildet wurde. Diese Gesteinsumbildung wurde bisher nicht erkannt.

Das nächste offene Problem ist die Existenz der Matreier Schuppenzone (UOA) im Arbeitsgebiet. Vereinzelt Dolomit-, Quarzit- und Serpentinitschollen in den penninischen Bündner Schiefern und Prasiniten lassen eine Zuordnung zur Matreier Schuppenzone als wenig sinnvoll erscheinen. Das Fazies-Modell von FRISCH (1984) und FRISCH et al. (1987) für die Matreier Zone und Bündner Schiefer schlägt die Sedimentation im Bereich eines aktiven Kontinentalrands als trench-slope-Sedimente mit olistholithischen Gleitmassen vor. Nach FRISCH et al. (1987) handelt es sich bei den unterostalpinen Abfolgen der Matreier Zone ausschließlich um unzusammenhängende Einheiten verschiedenster Größenordnung. Sie bilden eine Block-in-Matrix-Struktur.

Im Arbeitsgebiet überwiegen jedoch die Bündner Schiefer gegenüber dem Fremdgesteinsanteil bei weitem. Breccien aller Art fehlen gänzlich. Daraus wird geschlossen, daß die Abfolgen vermutlich nicht im Tiefseegraben oberhalb einer Subduktionszone abgelagert wurden. Eine eigenständige unterostalpine Schubmasse aus karbonatischem und siliziklastischem Material, wie sie von EXNER (1980a, 1983) und TOLLMANN (1975.) angenommen wurde, ist damit am Südostrand der Hohen Tauern nicht notwendig.

Wie in den nachfolgenden Kapiteln noch diskutiert wird, fehlen in den östlichen Hohen Tauern Indizien für echte ozeanische Kruste (= Ophiolithsequenz, MORB-Geochemie der Metabasalte) und Hinweise für eine zweifelsfrei subduktionsbezogene Sedimentation. Vielmehr wird die massige Karbonatentwicklung der Trias in den Radstädter Tauern durch jurassische Breccienbildungen abgelöst. Sie sind ein deutlicher Hinweis auf eine Zerblockung der Karbonatplattform im Zuge von Dehnungstektonik. Dolomitische und karbonatische debris-flows (distale Fazies) verzahnen mit Olisthostromen und Megabreccien (proximale Fazies) an den Flanken von Kippschollen (LEMOINE & TRÜMPY, 1987). Dieses Modell für die Bündner Schiefer bietet die Möglichkeit, daß die karbonatische Trias in der Umgebung des Penninikums in Horstposition erodiert wurde und damit Liefergebiet für die Bündner Schiefer dargestellt hat. Außerdem ist eine Reaktivierung der Schollenbrüche als spätere Duplex- oder Überschiebungsflächen wahrscheinlich (Inversionstektonik).

Auf Grund des Fehlens des Unterostalpins wird die Verwendung des Begriffes „mittelostalpinen Kristallin“ im Arbeitsgebiet sinnlos. Im weiteren Text wird an Stelle dessen allgemein von ostalpinem Kristallin gesprochen.

Zusammenfassung

- Nach FRISCH (1984) wurden die Sedimente der Matreier Zone in einem trench-slope-Bereich abgelagert.
- Die Bündner Schiefer des Arbeitsgebietes führen vereinzelt Karbonatgesteinsschollen; enthalten aber sonst keine Hinweise für eine Sedimentation in einem Tiefseegraben oder für eine tektonische Melange.
- Im Arbeitsgebiet existiert damit keine Abfolge, die der Matreier Zone entsprechen könnte.
- Es gibt kein Unterostalpin am Tauern-Ostrand!
- Die Bezeichnung „mittelostalpin Kristallin“ wird gegenstandslos.

8.4. Tektonische und nomenklatorische Neugliederung am Tauern-Südostrand

Auf Grund der eigenen Kartierung und Untersuchungen möchte ich zur Vereinfachung und Parallelisierung folgende Gliederung für den Tauern-Ostrand vorschlagen (Abb. 46):

Die Zentralgneis-Intrusionsabfolge nach HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) dringt in Gesteine des penninischen Altkristallins und Teile der Habach-Serie ein. Die Biotitschiefer und dunklen Albitblastenschiefer der Murtörl-Serie werden von mir auf Grund lithologischer Übereinstimmung als Äquivalent der Habachphyllite betrachtet. Für die Gliederung der basalen Abfolge der östlichen Hohen Tauern sind somit keine Deckenbahnen erforderlich.

Eine Unterteilung der vormesozoischen Amphibolite in Habach-Gruppe, Storz-Gruppe und Stubach-Gruppe

nach VAVRA & FRISCH (1989) erfolgte durch geochemische Kriterien und stellt eine geotektonische Interpretation dar. Zur Definition von Kartiereinheiten sind wertfreie, lithologische Kriterien sinnvoller. Dies erleichtert auch später eine großräumige Parallelisierung verschiedener Einheiten, um mögliche Decken-, Duplex oder Faltenstrukturen entschlüsseln zu können. Aus diesem Grund bezeichne ich Gesteinsabfolgen aus Amphiboliten, Metavulkaniten und Metagrauwacken einheitlich als Habach-Serie. Es handelt sich dabei um Gesteinsabfolgen, die lithologisch kartiert und darüber hinaus mit Sequenzen des zentralen Tauernfensters parallelisiert werden können.

Auf die zum Teil präkambrischen Gesteine der Habach-Serie (GILG et al., 1988) transgredieren die permotriassischen Quarzite und Albitblastengneise der Wustkogel-Serie (= Schrovín-Serie). EXNER (1971) weist auf die Ähnlichkeit zwischen Wustkogel-Serie und Schrovín-Serie hin; die permoskythischen Anteile der beiden Serien entsprechen einander.

Eine Unterteilung der Bündner Schiefer in Brennkogel- und Glockner-Serie nach TOLLMANN (1977) war im Arbeitsgebiet nicht möglich. Auf Grund der starken tektonischen Ausdünnung der Schieferhülle, ist eine zweifelsfreie Identifizierung der im Zentralteil der Tauern definierten unterschiedlichen Faziesbereiche am Tauern-Ostrand nicht mehr möglich. Die Tschaneck-Schollenzone bleibt auf das Tschaneck beschränkt und stellt Ausläufer der unterostalpinen Radstädter Tauern dar.

Bei den Quarzphylliten handelt es sich um retrograd duktil deformiertes ostalpines Kristallin (8.3.). Es bedarf daher keiner weiteren Untergliederung und Einführung einer Deckenbahn zwischen den Quarzphylliten und dem ostalpines Kristallin. Die Lisabichl-Schollenzone

<u>bisherige Bearbeiter</u>	<u>Neugliederung nach eigenen Aufnahmen</u>
OSTALPIN	
Mittelostalpin Kristallin	Ostalpin Kristallin mit Quarzphyllit und Lisabichl-Schollenzone
Katschberg-Quarzphyllite mit Lisabichl-Schollenzone und Tschaneck-Schollenzone als UOA	Tschaneck-Schollenzone als UOA
PENNINIKUM	
Kolmdecke	} Bündner Schiefer: umfassen Kolmdecke, Glockner-Serie, Brennkogel-Serie und Trias-Schollen
Trias-Schollen als Deckenscheider	
Glockner-Serie	
Brennkogel-Serie	
Schrovín-Serie	Wustkogel-Serie
Murtörl-Serie	} Habach-Serie: umfaßt Habachphyllite (Murtörl-S.), Amphibolite und Metavulkanite (Kareck- u. Storz-S.)
Kareck-Serie	
Storz-Serie	
Altkristalline Gesteine des Penninikums	Altkristalline Gesteine des Penninikum
Zentralgneis-Intrusionsfolge	Zentralgneis-Intrusionsfolge

Abb. 46. Gegenüberstellung der bisher üblichen alten geologischen Gliederung und der Neugliederung des Tauern-Ostrandes nach eigenen Aufnahmen (vgl. Abb. 3).

kann als Olistholith oder als tektonischer Scherspan ostalpiner paläozoischer Karbonate interpretiert werden. Damit fehlt zumindest ab dem Katschberg nach Süden das Unterostalpin, nur am Tschaneck bleiben Reste unterostalpiner Karbonate erhalten.

Auf Grund dieser neuen Gliederung ist deutlich erkennbar, daß nur eine tektonische Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum zwingend benötigt wird. Die erkennbaren Gefüge und Strukturen an der Grenze zwischen den beiden tektonischen Einheiten lassen keinen Rückschluß auf eine großräumige Überschiebung zu. Die letzten Bewegungen an der tektonischen Begrenzungsfläche waren auf Grund der Hebung des Tauernfensters abschiebender Natur (ecc, Schollenbrüche vgl. Kapitel 4.). Die letzten Abschiebungen überprägten kataklastisch die primären, duktilen Deformationsstrukturen (Abb. 15c).

Zwischen dem Permomesozoikum der Wustkogel-Serie und den jurassischen Bündner Schiefern kann eine Deckenbahn die triassischen Karbonate tektonisch amputiert haben. Es ist aber genauso ein primär sedimentäres Ausfallen der triassischen Karbonate möglich und in den Faziesmodellen von TOLLMANN (1977) und FRISCH et al. (1987) auch vorgesehen. Damit liegt möglicherweise eine nahezu ungestörte sedimentäre Abfolge in den mesozoischen Schieferhüllgesteinen vor.

Zusammenfassung

- Die Habach-Serie ist auch in den östlichen Hohen Tauern vertreten.
- Es besteht eine stratigraphische Abfolge im Permomesozoikum: Wustkogel-Serie, Bündner Schiefer.
- Am Tauern-Ostrand gibt es nur eine tektonische Begrenzung von überregionalem Charakter.
- Die tektonische Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum wurde primär duktil und nachfolgend kataklastisch überprägt.
- Für die Existenz anderer Deckenbahnen konnten keine Beweise gefunden werden.

Nach der geologischen Neuaufnahme des Tauern-Ostrand es kann eine große Ähnlichkeit der geologischen Situation mit dem Tauern-Westrand festgestellt werden. Der Tauern-Westrand wird von einem jungen Verwerfungssystem, dem Brenner-Silltal-Lineament überprägt (PREY, 1989). Entlang dieser Störung wird das Penninikum herausgehoben. Der Druck-Temperatur-Zeit-Pfad für das westliche Tauernfenster (SELVERSTONE, 1985) zeigt ähnliche Metamorphosebedingungen wie für den Hochalm-Ankogel-Bereich.

8.5. Plattentektonische Überlegungen

8.5.1. Besteht eine subduktionsbezogene Entwicklung am Südostrand des Tauernfensters?

Im mittleren Tauernfenster kommen Gesteine vor, die die Existenz einer subduktionsbezogenen Metamorphose wahrscheinlich machen. Eklogite, Glaucophanschiefer und Lawsonitpseudomorphosen werden diesem Ereignis zugeordnet. Die Eklogite und verwandte Gesteine liegen in der mesozoischen Schieferhülle und lassen zum Teil reliktsche Gefüge von Pillowlaven erkennen. Die Grüngesteine werden in diesem Zusam-

menhang als Abkömmlinge einer ophiolithischen Sequenz gedeutet (HÖCK & MILLER, 1987). Weitere Indizien für ein Hochdruck-Niedertemperatur-Ereignis sind Phengite, Crossite und barroisitische Amphibole (FRANK et al., 1987). Meines Wissens liegen für diese Gesteine noch keine Altersdatierungen vor, weshalb die absolute Alterseinstufung der Metamorphose noch offen ist; selbst die Möglichkeit einer Zuordnung zum präalpidischen Alten Dach ist nicht ganz auszuschließen. Aus dem östlichen Tauernfenster liegen keine sicheren Hinweise auf eine Hochdruck-Metamorphose vor.

Am Tauern-Südostrand sind keine oder nur selten Hinweise für eine Ophiolithsequenz zu finden. Es sind nur Prasinite und selten Serpentinlinsen aufgeschlossen (HÖCK & MILLER, 1987). Daraus läßt sich schließen, daß entweder keine ozeanische Kruste vorgelegen hat, oder diese in unterschiedlichem Umfang, zum Teil nahezu komplett verschluckt wurde.

Die Bündner Schiefer wurden von FRISCH (1976) zu Sedimenten eines Subduktionstrogos erklärt. Die Bündner Schiefer des Arbeitsgebietes bestehen aus „geordneten“, karbonatischen Klastika einer „geschichteten“ Ablagerungssequenz. Ihr sedimentologisches Erscheinungsbild läßt auf eine ruhige Ablagerung schließen. Sie enthalten nur ganz untergeordnet Späne von Fremdmaterial, die sowohl tektonischer als auch sedimentärer Natur sein können (vgl. Kapitel 3.1.3.).

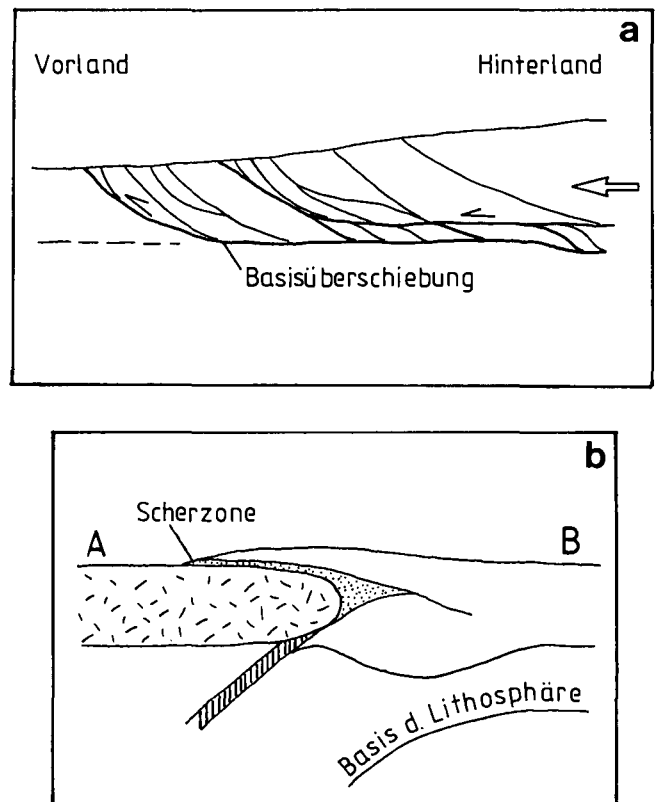


Abb. 47.

Mögliche tektonische Überschiebungsmodelle.

a) Idealisierter Überschiebungskörper nach BOYER & ELLIOTT (1982). Der Überschiebungskörper entwickelt sich vom Hinterland zum Vorland.

b) Schematische Darstellung zur Abscherung von Krustenspänen nach CONDIE (1989).

A und B = unterschiedliche Platten; während der Subduktion wird Kruste von B abgesichert und auf A gestapelt. Wendet man dieses Modell auf die Alpen an, würde B der adriatischen Platte entsprechen und A den europäischen Anteil ausmachen. Nur müßte dann entgegen der Lehrmeinung eine Subduktion nach N erfolgen.

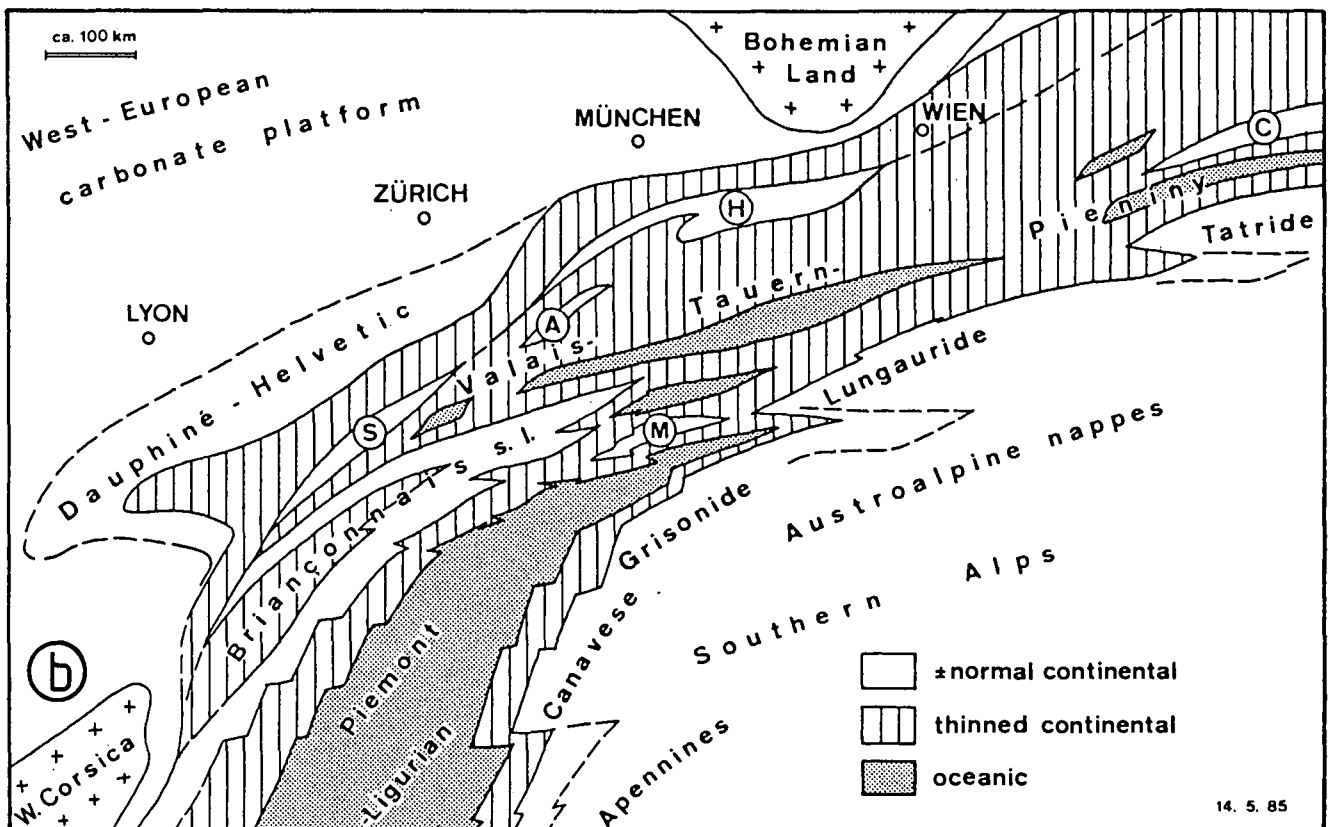
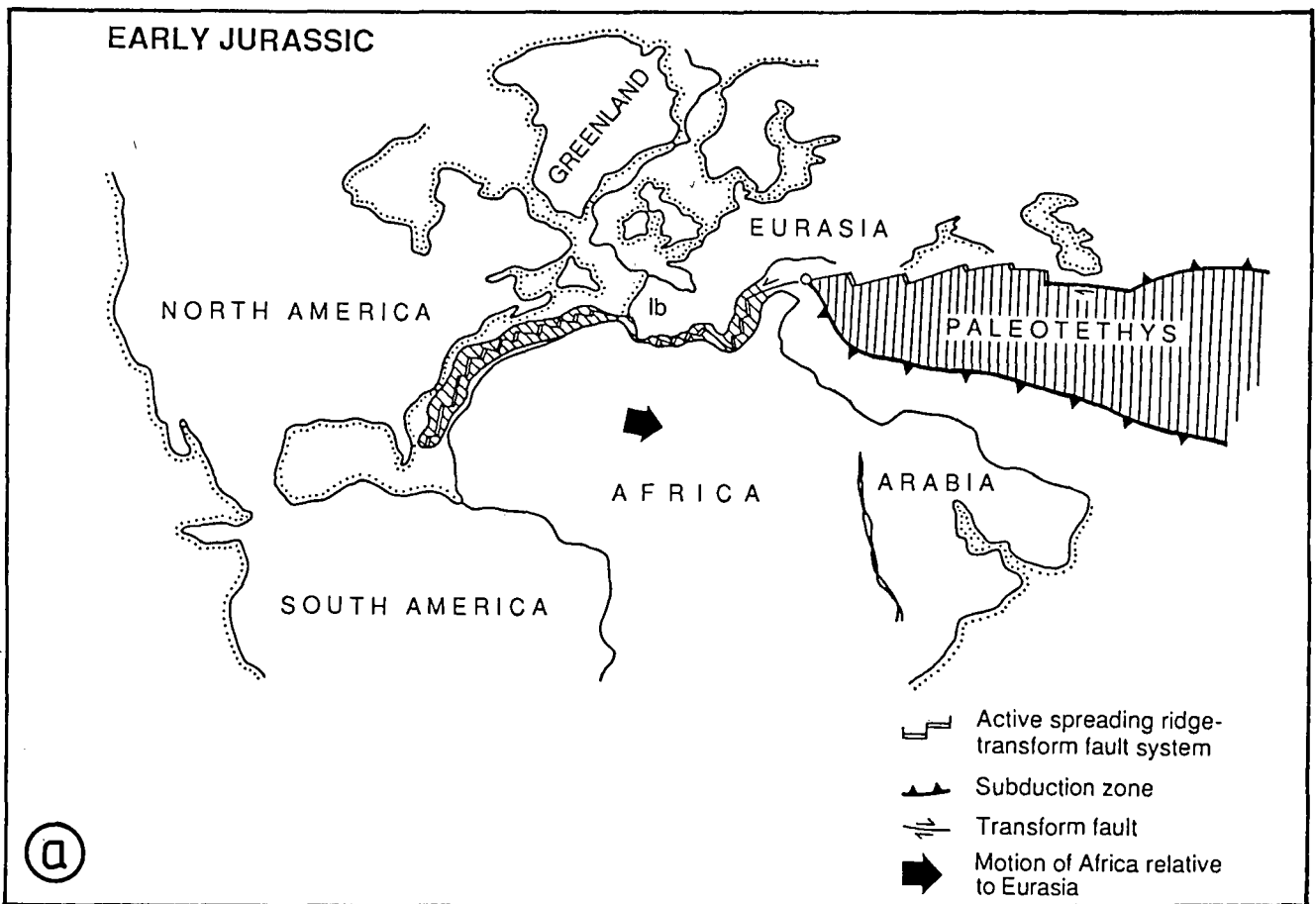


Abb. 48.

Paläogeographische Modelle.

a) Rekonstruktion der Pangäa und der Paläotethys zu frühjurassischer Zeit.

Gepunktete Linien = rezente Küstenlinien; durchgezogene Linien = Kontinentränder; gestreifte Bereiche = ozeanische Kruste.

Abbildung nach DILEK et al. (1990).

b) Palinspastische Rekonstruktion des alpinen Raums für den späten Jura nach LEMOINE & TRÜMPY (1987).

A = Adula-Rücken; C = Czorstyn-Rücken; H = Hochstegen; M = Margna-Rücken; S = Randkette und Cordillere Tarine.

In dieser Rekonstruktion wird der Tauernozean als Fortsetzung des nordpenninischen Valais-Trogs betrachtet.

Zwanglos lassen sie sich durch extensionsgebundene Gleitungen aus marinen Reliefzonen erklären.

Damit liegen am Tauern-Südostrand keine Indizien für die Existenz einer Subduktionszone oder einer ozeanischen Kruste vor.

8.5.2. Paläogeographische Positionen und ihre Auswirkungen bei Konvergenz

In Kapitel 8.2. (Tauerndom-Modell) wurde auf Grund der Datenerhebung eine Nebeneinanderpositionierung von Ostalpin und Penninikum erwogen. Welche paläogeographischen Bedingungen können dieses strukturelle Phänomen vorgeprägt haben? Ein typischer Orogenzyklus besteht aus der Anhäufung von Sedimenten (klastischer wie vulkanischer Art), intensiver Deformation und Plutonismus, begleitet von Heraushebung und Vulkanismus. Diese Ereignisfolge ist selten vollständig und klar dokumentiert. Die Abfolge der Ereignisse variiert deutlich in Abhängigkeit der Interaktionen der konvergierenden Plattenränder. So beeinflussen das subduzierte Material (ozeanische Kruste, Inselbogen, back arc-Becken), eine Anisotropie der Kruste, das Alter der Kruste, der Einfallswinkel der Subduktionszone und die Richtung der Einengung die Entwicklung der Kollisionszone mit.

Bei der Kollision entstehen große Überschiebungen und Decken, deren Überschiebungsrichtungen gewöhnlich auf den undeformierten Kontinent hingerrichtet sind (Entwicklung vom Hinterland zum Vorland) (CONDIE 1989:192, BOYER & ELLIOTT, 1982) (Abb. 47a). In manchen Fällen ist es jedoch möglich, daß dünne Späne vom Top der abtauchenden Platte abgeschert werden und als Decke über die konvergierende Platte gleiten (CONDIE, 1989) (Abb. 47b).

Im klassischen Sinne fand in den Ostalpen eine Stapelung der Einheiten nach Norden statt (TOLLMANN, 1977, 1987). Nach allgemeiner Vorstellung (z.B. TOLLMANN, 1977) sind in den Ostalpen die Decken beider Kontinente auf dem europäischen Kontinent gestapelt. Der europäische Kontinent (= Molasse, Helvetikum) hat eine Stapelung im Sinne von BOYER & ELLIOTT (1982) (Abb. 47a) erfahren, d.h. Vorrücken des Überschiebungssystems durch Anlegen ständig neuer Überschiebungen im Vorland. Auch die ostalpinen nördlichen Kalkalpen, welche auf die Molasse aufgeschoben wur-

den, wurden nach diesem Prinzip gestapelt (HEISSEL, 1977). Würden die nördlichen Kalkalpen zur Nordplatte gehören, ergäbe sich eine „normale“ Entwicklung (EISBACHER, 1991:61) eines Überschiebungsgürtels.

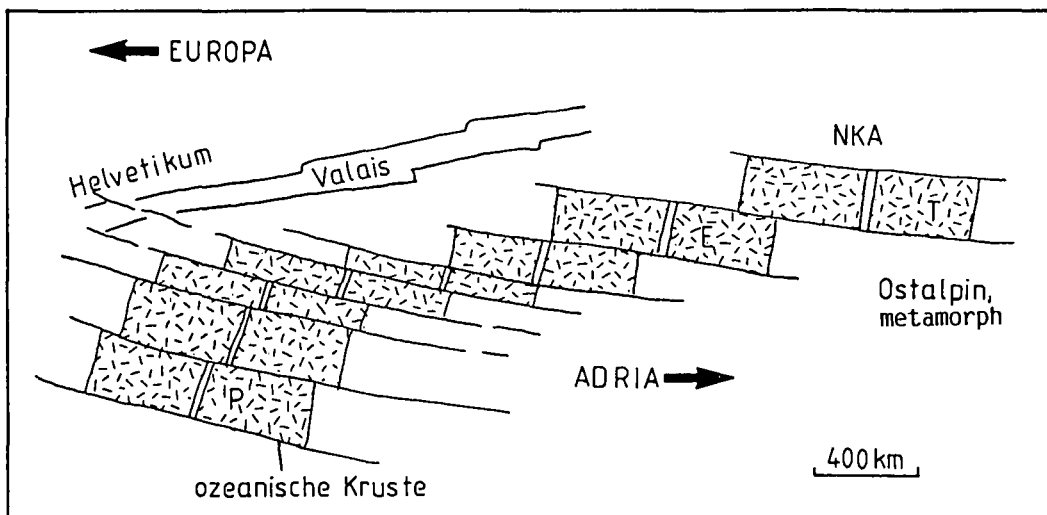
Bisher wurde die nach Norden gerichtete Stapelung beider Kontinente durch eine N-S Kompression erklärt als Folge einer Subduktion der Europäischen Platte unter die Afrikanische Platte (HAWKESWORTH et al., 1975.) oder in entgegengesetztem Sinne nach OXBURGH (1972). Unklar ist der Stapelungsmechanismus für das Ostalpin nach modernen Gesichtspunkten von bilanzierten Profilen (balanced cross section). Geschah z.B. die Stapelung nach dem Modell von CONDIE (1989) (Abb. 47b) durch Krustendelamination, dann kann die klassisch angenommene Subduktionsrichtung nach Süden nicht zutreffen.

Wie zu Beginn des Kapitels erläutert, kann auch die paläogeographische Verteilung von kontinentalem und ozeanischem Material die Strukturen, die bei der Konvergenz entstehen, mitbeeinflussen. Aus verschiedenen paläogeographischer Rekonstruktionen (ZIEGLER, 1987, LEMOINE & TRÜMPY, 1987, etc.) ist bekannt, daß der Kontinentalrand von Afrika nicht geradlinig verläuft, sondern unregelmäßig gebuchtet ist. Bei allen paläogeographischen Rekonstruktionen spielen Blattverschiebungen eine entscheidende Rolle. Die Tethys und die beiden Kontinentränder werden zerschnitten von einem Transform-System, das in Verbindung mit dem sich öffnenden Atlantik steht (Abb. 48a,b). Transform-Bewegungen oder Blattverschiebungen versetzen die ozeanischen Rücken und führen so zu einer Staffelung von Dehnungsbereichen. Bei der Kollision gliedert sich der Kompressionsbereich in Abschnitte aktiver Subduktion und Bereiche mit Blattverschiebungen. Beide Deformationsarten können fließend ineinander übergehen. Ähnliche Strukturen entstehen durch schräge Einengung (Transpression), wie sie von RATSCHBACHER (1986) gefordert wird.

WEISSERT & BERNOULLI (1985), COWARD & DIETRICH (1989) zeigen für die paläogeographischen Rekonstruktion des südpenninischen Ozeans eine N-S- bis NE-SW-Orientierung der mittelozeanischen Rücken,

Abb. 49. Vorschlag zur paläogeographischen Rekonstruktion am Nordrand des ligurisch-piemontesischen Troges für den Ober-Jura in Anlehnung an WEISSERT & BERNOULLI (1985) und COWARD & DIETRICH (1989). E = Engadiner Becken; NKA = nördliche Kalkalpen; P = ligurische-piemontesischer Ozean; T = Tauern-Becken.

Die Rekonstruktion sieht das Tauern-Becken als Fortsetzung des ligurisch-piemontesischen Ozeans. Durch eine Kette von pull-apart-Becken, die entlang von Transform-Störungen versetzt werden, entsteht ein unregelmäßig geformter Kontinentalrand. Die ab der Kreide erfolgte Einengung der ozeanischen Becken geht mit einer Rotation der adriatischen Platte einher.



während des späten Jura (Abb. 49). Ein Set aus NW-SE gerichteten Transform-Störungen und lateralen Rampen versetzt die einzelnen Dehnungsbecken mit z.T. ozeanischer Kruste. Die Randverwerfungen verlaufen nach COWARD & DIETRICH (1989) parallel zu den paläozoischen Strukturen im Untergrund und stellen möglicherweise reaktivierte variszische Störungssysteme dar. ZIEGLER (1987) macht keine Aussagen über die Lage und Existenz eines mittelozeanischen Rückens im penninisch-piemontesisch-ligurischen Ozean, sondern spricht von einer transtensionalen Öffnung des Ozeans im Oberjura. LEMOINE & TRÜMPY (1987) stellen den Tauerntrug zum Valais-Gürtel, der über komplexe Transform-Störungen das nördliche Ende des Ligurischen Ozeans mit dem nördlichen Ende des Vardar-Ozeans verbindet (Abb. 48b). Bei diesen Betrachtungen wird deutlich, daß die Tethys im alpinen Bereich in Abschnitte mit gedünnter kontinentaler Kruste, mit ozeanischer Kruste und echter kontinentaler Kruste (Mikrokontinente) gegliedert ist, die ein komplexes paläogeographisches Muster ergeben (LEMOINE & TRÜMPY 1987, PLATT, 1986).

Aus den westlichen und zentralen Hohen Tauern sind Bereiche mit Ophiolithsequenzen (HÖCK & MILLER, 1987) bekannt, auch Melangestrukturen können in den Bündner Schieferen angetroffen werden. Am Tauern-Ostrand fehlen beide Strukturen.

Als denkbare Ursache für die auffallend undeutliche Ausprägung und unvollständige Entwicklung der plattentektonischen Phasen im Penninikum der Hohen Tauern kann der große Einfluß blattverschiebender Kräfte genannt werden. Sie verhinderten die Öffnung eines ausgeprägten mittelozeanischen Rückens, oder verursachten die Bildung kleinräumiger, separater Becken vom pull-apart Typus im Bereich des Ostalpins (AYDIN & NUR, 1982; CHANNELL et al., 1990). Ähnlich wie die spätere, einengende Transpression keine deutlichen subduktionsbezogenen Indizien aufkommen ließ (z.B. fehlender magmatischer Bogen), konnten sich in einem transtensionalen Spannungsfeld nur wenige Strukturen eines Riftsystems entwickeln.

8.5.3. Wurde das Penninikum vom ostalpinen Deckenstapel überfahren?

Aus den Datenerhebungen von Strukturgeologie, Metamorphose und Geophysik ergaben sich keinerlei Hinweise für eine Überschiebung bzw. Überlagerung des Penninikums durch das Ostalpin. Die palinspastischen Rekonstruktionen (vgl. 8.6.2.) zeigen, daß das Penninikum der Hohen Tauern nicht zwingend von den ostalpinen Einheiten bzw. von den nördlichen Kalkalpen und seinem Basement überfahren worden sein muß (FRANK, 1987; CHANNELL et al., 1990).

Aus den vorangegangenen Erläuterungen läßt sich folgern, daß die Deformation und Metamorphose des Ostalpins getrennt von der thermischen und strukturellen Entwicklung des Penninikums gesehen werden muß. Die Einengung und Stapelung im Ostalpin erfolgte, bei Betrachtung der relativen zeitlichen Abfolge, vermutlich parallel mit dem Ende der Sedimentation der Bündner Schiefer im penninischen Ablagerungsbecken.

In den Arbeiten von FRANK (1983, 1987) wird umfassend dokumentiert, daß fazielle Unterschiede, wie sie

von TOLLMANN (1977) beschrieben wurden, keineswegs eine Position der nördlichen Kalkalpen als südlichste Einheit der triassisch-jurassischen Karbonatplattform nötig macht. Es wird von FRANK (1983, 1987) ein Modell erstellt, das die Position der nördlichen Kalkalpen nördlich des Mittelostalpins glaubhaft darstellt. Dadurch wurde das Stapelungsmodell der Ostalpen in Frage gestellt. Dieser Gedankenstoß gab den Weg frei für neue Ideen zur Entwicklungsgeschichte des Ostalpins.

Im Kapitel 8.5. wurde versucht, die plattentektonische Position des Penninikums der Hohen Tauern und seiner Umrahmung zu beleuchten. Ich möchte hier einen Vorschlag für eine alternative palinspastische Anordnung der Ablagerungsräume anschließen. Die Grundidee baut auf der palinspastischen Karte für die Ostalpen (Prä-Kreide Tektonik) von FRANK (1987:400) und auf der paläogeographischen Rekonstruktion des ligurisch-piemontesischen Ozeans (Jura) von WEISSERT & BERNOULLI (1985:676) auf (Abb. 49).

Der Hauptteil des penninischen Ablagerungsraums liegt westlich der Karbonatplattformen von Trias und Unter-Jura. Möglicherweise handelt es sich im Penninikum der Hohen Tauern um einen Teil des Brianconnais. Nach Überlegungen von PLATT (1986) enthält das Tethysbecken eine Vielzahl von Fragmenten aus kontinentalem Material. Es handelt sich dabei um Mikrokontinentsplitter (VAVRA & FRISCH, 1989) innerhalb ozeanischer Becken. Bei einer Kontinent-Kollision werden diese Splitter in meist fremder Umgebung angeschweißt (Terrane). Die Begrenzung des Tauernfensters von Störungen und das vereinzelte Auftreten von blauschieferfaziellen Gesteinen in dieser Position unterstützt den Terrane-Gedanken deutlich.

Das Modell setzt im Zeitraum einer ausgedehnten Plattformkarbonatentwicklung in der Trias an. Innerhalb des flachen triassischen Senkungsbereiches könnte ein Mikrokontinent oder eine Hochschwelle vorhanden gewesen sein (BAUER, 1987), da die Sedimente des späteren Tauernfensters z.T. in einer kontinentalen, salinaren Fazies abgelagert wurden (Seidlwinkel-Trias). Für den Ober-Jura und die Unter-Kreide sind deutliche Hinweise auf Dehnungstektonik (Tiefwassersedimente, Grabensysteme etc.) zu finden (LEMOINE & TRÜMPY 1987). Zu dieser Zeit bildeten sich in der Karbonatplattform durch Subsidenz und listrische Gleitungen Senkungsbereiche, unter anderem in der Umgebung eines Mikrokontinentes. Aus den Senkungsbereichen entwickelten sich z.T. ozeanische Becken, die vermutlich entlang von Transform-Störungen nach dem Prinzip von „pull apart“-Becken entstanden sind. Über Transform-Störungen standen diese Becken mit dem eigentlichen südpenninischen Ozean in Verbindung. Die triassische Hochschwelle wurde im Zuge der Dehnungstektonik vermutlich im Jura abgesenkt, sodaß hangend marine Bündner Schiefer abgelagert werden konnten. Möglicherweise stellen die Bündner Schiefer den Abtragungsschutt der sich stapelnden Karbonatdecken dar (COWARD & DIETRICH, 1989). Die nördlichen Kalkalpen blieben bei der Zerdehnung der Karbonatplattform in nördlicher Position zum Penninikum der Hohen Tauern liegen (Abb. 49).

Die Tauern-Hochschwelle (= Kristallin und kontinentale Trias) und das Tauern-Becken (= ozeanische Kruste und Bündner Schiefer) sind in aufeinander folgen-

den Phasen der Entwicklungsgeschichte entstanden. Fazielle Übergänge sind für die Trias zwischen der Tauern-Hochschwelle (kontinentale Fazies) und den Plattformkarbonaten der Tethys vorstellbar. Auch im Jura könnten fazielle Übergänge zwischen pelagischen Karbonaten der Tethys und den Bündner Schiefern des Tauernbeckens bestanden haben. Ergeben sich schlüssige Hinweise auf fazielle Übergänge zwischen dem Penninikum und seiner karbonatischen Umgebung, könnte die Existenz eines Tauern-Terranes ausgeschlossen werden. Paläomagnetische Daten die Auskunft über die paläogeographische Position erlauben würden fehlen, da die Gesteine des Penninikums bei der alpidischen Metamorphose den Curie-Punkt überschritten haben.

Dieses Modell wird gestützt durch paläogeographische Untersuchungen in den nördlichen Kalkalpen (CHANNELL et al., 1990; BAUER, 1987). Paläomagnetische Untersuchungen in liassischen Karbonaten der nördlichen Kalkalpen und des Südalpin ergaben eine Diskrepanz der Daten. Daraus, aus der paläogeographischen Rekonstruktion jurassischer Becken und aus Ophiolith-Detritus in den Unter-Kreide-Flysch der nördlichen Kalkalpen wurde eine schmale ozeanische Zone südlich der nördlichen Kalkalpen gefordert. Dieser ozeanische Bereich könnte ein Teil des späteren Penninikums sein, der in den Hohen Tauern zu Tage tritt.

Ein Problem bleibt es, die Metamorphose-Entwicklung sowohl vom Ostalpin, als auch vom Penninikum zu erklären. Zwei denkbare Möglichkeiten können hierbei in Betracht gezogen werden.

- Der erhöhte Wärme fluß wird nach FRANK (1987) durch Krustendehnung und die damit verbundene Subsidenz in Trias und Jura erklärt. Bei einer anschließenden Stapelung heißen Materials beschleunigt sich die Aufheizung in den überschobenen Bereichen.
- SCHMID & HAAS (1989) versuchen die rapide Aufheizung durch die Subduktion sehr junger ozeanischer Kruste zu erklären, welche eine sehr effiziente Wärmequelle darstellt.

Unzweifelhaft festzuhalten bleibt, daß in nealpinen Geschichte die Hohen Tauern herausgehoben wurden. Damit kam ehemals heißes Krustenmaterial an die Oberfläche. Die Phase der Einengung, Stapelung und Versenkung fand davor statt (HEITZMANN, 1990) und kann daher nur an Hand von Reliktgefügen rekonstruiert werden. Mir erscheint es möglich, daß die Metamorphose und tektonische Beanspruchung durch interne Stapelung des penninischen Ablagerungsraumes z.B. in Form von Duplexkörpern entstanden sein könn-

te oder die junge Beckenfüllung durch die Einengung zwischen kalten und rigidem Blöcken (Ostalpin) ausgequetscht wurde (Zahn pasta-Modell). Welche Einheit die Decküberschiebung oberhalb des Duplexkörpers gebildet hat ist unklar, da keine Kristallineinheit in der Umgebung der Hohen Tauern eine Verjüngung der Altersdaten aufweist. Hochdruck-Paragenesen in anderen Teilen der Hohen Tauern wären durch Subduktion kleinerer ozeanischer Krustenstreifen erklärbar.

Das Ostalpin ist nur in seinen Randbereichen in die Deformationen des Penninikums miteinbezogen. Großräumige Überschiebung des Penninikums durch Gesteine des Ostalpins, die heute benachbart zum Penninikum liegen, sind eher unwahrscheinlich. Die Bereiche mit intensiver retrograder Metamorphose im Ostalpin sind durch die Anlieferung großer Mengen fluider Phase aus den nassen mesozoischen Sedimenten des Penninikums entstanden (FRANK, 1983, 1987). Die Quarzphyllite am Tauern-Südostrand seien als Beispiel genannt.

Zusammenfassung

- Die Entwicklung, Stapelung und Metamorphose von Ostalpin und Penninikum muß getrennt betrachtet werden. Die Abfolgen wurden zu unterschiedlichen Zeiten sedimentiert und metamorphisiert.
- Die nördlichen Kalkalpen müssen aus plattentektonischen oder faziellen Gesichtspunkten heraus nicht zwingend die südlichste Position innerhalb der Karbonatplattform innegehabt haben (FRANK, 1987; CHANNELL et al., 1990).
- Durch Dehnungstektonik wird im Jura die Karbonatplattform in „pull apart“-Becken mit z.T. ozeanischer Kruste kleinräumig gegliedert. Die nördlichen Kalkalpen können dabei in nördlicher Position zum Tauern-Becken liegen.
- Für die Hohen Tauern sind zwei Entwicklungsstadien unterscheidbar: Trias – Tauern-Hochschwelle = Mikrokontinent als Hochschwelle mit kontinentaler Trias; Jura – Tauern-Becken = Absenkung der Schwelle, Bereiche mit ozeanischer Kruste, Bündner Schiefer.
- Unter kompressiven Bedingungen wurde ein Teil der ozeanischen Kruste verschluckt, andere Bereiche wurden gestapelt. Beide Vorgänge förderten den erhöhten Wärme fluß.
- Die Interpretation von Teilen des Penninikums als Kontinentsplitter (Terranes) erscheint auf Grund der bestehenden Datensituation als ein denkbare Modell.

9. Schlußfolgerungen

Folgende Hauptschlußfolgerungen können gezogen werden:

- In den Serien der östlichen Hohen Tauern gelang eine Parallelisierung der stratigraphischen Sequenzen mit den übrigen Abschnitten der Hohen Tauern. Es erübrigt sich damit eine Reihe verwirrender Lokalnamen.

- Nach der Bearbeitung mit modernen gefügekundlichen Methoden konnte auch die tektonische Gliederung der Serien wesentlich vereinfacht werden. Innerhalb des Penninikums besteht ein stratigraphischer Verband, keine der früher angenommenen Deckenbahnen konnte bestätigt werden. Es existiert lediglich eine wichtige tektonische Trennfläche, die

- Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin. Dies bewirkt eine weitere nomenklatorische Vereinfachung.
- Die Kartierung und Untersuchungen zur Strukturgeologie ergaben, daß der Tauern-Südostrand jungalpidisch mit der Hebung des Zentralteils der Hohen Tauern eine umfassende Gefügeprägung erfahren hat. Aussagen über Richtung und Art der ersten Deformation, während der eine Deckenstapelung stattgefunden haben könnte, können nicht mehr gemacht werden.
 - Mit dem Metamorphosehöhepunkt geht im Penninikum die Heraushebung einher. Das Tauernfenster kann auf Grund seiner strukturellen Prägung als kompressiver Dom beschrieben werden. Das bestehende Gefügeinventar am Tauern-Ostrand wurde bei der isostatischen Hebung des Tauerndomes gebildet. Es handelt sich dabei um eine lang andauernde Hebung. Die Verformung setzte unter duktilen Bedingungen an und entwickelte sich kontinuierlich bis zur Spröddeformation.
 - Während der Hebung kam es zu einer duktilen Dehnung des gesamten Schichtstapels, mit einem Mächtigkeitsverlust von mindestens 50 %.
 - Im Bereich der Spröddeformation verlief die isostatische Hebung in einem NNE-SSW- bis NE-SW-gerichteten transpressiven Spannungsfeld, das verursacht wurde durch einen sinistralen Vorschub der adriatischen Platte nach N bis NE. Die transpressive Einengung bewirkte gleichzeitig am Tauern-Ost- und Südrand eine unterschiedliche Gefügeprägung.
 - Die tektonische Trennfläche zwischen Penninikum und Ostalpin steht am Tauern-Südostrand steil; dies war in allen bisher veröffentlichten Profilen nicht berücksichtigt worden. Das Phänomen kommt auch in geophysikalischen Untersuchungen klar zum Ausdruck. Ob die Kontaktzone zwischen Ostalpin und Penninikum primär steil gestanden hat, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden.
 - Das ostalpine Kristallin ist durch eine mehrfache Metamorphose und Deformation gekennzeichnet. Auch hier konnten keine deutlichen Indizien für die Richtung des alpidischen Deckentransportes gefunden werden. Die alpidische Metamorphose und Deformation des Ostalpins erfolgte zu eoalpiner Zeit. Die Gefüge des Ostalpins verlaufen fast senkrecht zu den straff foliierten Randabfolgen des Penninikums.
 - Eine gemeinsame Abkühlungsgeschichte und randliche Überprägung erfuhren das Ostalpin und das Penninikum erst ab ca. 20 Ma. Das ostalpine Kristallin wurde in der näheren Umgebung zum Pennini-

kum durch Deformation und Einwirken einer fluiden Phase bis zu seiner Unkenntlichkeit zersetzt. Die bisher als unterostalpine Quarzphyllite angesehenen Gesteine erwiesen sich als deformiertes Kristallin. Damit fehlt das Unterostalpin südlich des Katschbergs. Die Gliederung des Ostalpins nach TOLLMANN (1977) wird damit in Frage gestellt.

- Auf Grund der Metamorphose, Altersdatierungen, Gefügeprägung und geophysikalischer Daten muß eine getrennte Entwicklung von Ostalpin und Penninikum am Tauern-Ostrand gefordert werden. Die entscheidende Gefügeprägung erhielten die ostalpinen Abfolgen zu eoalpiner Zeit, während die Gefügeprägung im Penninikum erst im Tertiär erfolgte. Eine Überschiebung des Penninikums durch das Ostalpin erscheint am Tauern-Südostrand als unwahrscheinlich.
- Blattverschiebungen, die mit dem periadriatischen System gekoppelt sind, zerschneiden Ostalpin und Penninikum in gleicher Weise; sie werden damit dem jüngsten Deformationsakt zugeordnet.
- Die verschiedenen Modelle für das alpine Kollisionsgeschehen werden stark von paläogeographischen Randbedingungen beeinflußt. Die vorliegenden neuen Ergebnisse lassen überraschenderweise eine paläogeographische Position der nördlichen Kalkalpen nördlich des Penninikums der Hohen Tauern zu. Die Tethys stellt sich als komplexer paläogeographischer Raum dar, in dem Bereiche ozeanischer Kruste mit gedehnter kontinentaler Kruste kleinräumig abwechseln. Die Kontinentalränder hatten eine unregelmäßige Form. Daher kann der detaillierte Verlauf der Kontinent-Kontinent-Kollision weder zeitlich noch geometrisch klar definiert werden (COWARD & DIETRICH, 1989). Das Modell einer transpressiven, sequenziellen Schließung der Tethys von E nach W wird der komplizierten Ereignisfolge am ehesten gerecht.

Dank

Die vorliegende Arbeit enthält wesentliche Teile einer Dissertation, die von Prof. Dr. G. KLEINSCHMIDT angeregt wurde. Ich danke Herrn Prof. Dr. H. KRUMM für die Diskussionsbereitschaft und dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt für seine Unterstützung.

Die Geologische Bundesanstalt in Wien gewährte dankenswerterweise Zuschüsse zu den Geländearbeiten im Rahmen der geologischen Landesaufnahme.

Literatur

- ACKERMAND, D. & MORTEANI, G. (1976): Kontinuierlicher und diskontinuierlicher Zonarbau in den Granaten der penninischen Gesteine der Zillertaler Alpen (Tirol/Österreich). – *Tscherm. Min. Petrol. Mitt.*, **23**, 117–136.
- ANGEL, F., AWERZGER, A. & KUSCHINSKY, A. (1953): Die Magnetitlagerstätte Millstätter Alpe bei Radenthein. – *Carinthia II*, **143/63**, 98–117.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZEIL, W. (1972): Recent investigation of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. – *Geol. Rundschau*, **61/2**, 349–395.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G. (1975.): Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vienza. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **148**, 50–137.
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., LEICHTER, B., LENHARDT, W., PLOMEROVA, J., BABUSKA, V., PAJDUSAK, P. & NIXDORF, U. (1989): Structure of the lithosphere in the Eastern Alps derived from P-residual analysis. – *Arb. Zentralanstalt f. Meteor. u. Geodyn.*, **73**, 26 S., Zentralanstalt f. Meteor. u. Geodyn. Wien.
- AYDIN, A. & NUR, A. (1982): Evolution of Pull-Apart Basin and their Scale Independence. – *Tectonics*, **1/1**, 91–105.

- BECHSTÄDT, TH. (1978): Faziesanalyse permischer und triassischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. B.-A.*, **121**, 1–121.
- BECHSTÄDT, TH., BRANDNER, R., MOSTLER, H., SCHMIDT, K. (1978): Aborted Rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **156/2**, 157–178.
- BECKE, F. (1909): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalpkernes. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat.wiss. Kl. I*, **118**, Wien.
- BEHRMANN, J. (1988): Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. – *Geodin. Acta*, **1988/2**, 63–73, Paris.
- BEHRMANN, J. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – *Geotekt. Forsch.*, **76**, 1–180.
- BEHRMANN, J. & RATSCHBACHER, L. (1989): Archimedes revisited: a structural test of eclogite emplacement models in the Austrian Alps. – *Terra nova*, **1/3**, 242–252.
- BERCKHEMER, H. (1990): Grundlagen der Geophysik. – 201 S., wiss. Buchges., Darmstadt.
- BOYER, S.T.E. & ELLIOTT, D. (1982): Thrust systems. – *A.A.P.G. Bull.*, **66/9**, 1196–1230.
- BUCHROITHNER, M. (1984): Landsat-Bildlineamente von Österreich 1 : 500.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. – 480 S., Wepf & Co, Basel.
- CHANNELL, J.E.T. (1986): Palaeomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late tectonic extensional basins. – In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.): *Collision Tectonics*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 261–284.
- CHANNELL, J.E.T. & HORVARTH, F. (1976): The African-Adriatic promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. – *Tectonophysics*, **35**, 71–110.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – Evidence from paleomagnetism and facies analysis. – *Geology*, **18**, 828–831.
- CISTERNAS, A., PHILIP, H., BOUSQUET, J.C., CARA, M., DESCHAMPS, A., DORBATH, L., HAESSLER, H., JIMENEZ, E., NERCESSIAN, A., RIVERA, L., ROMANOWICZ, B., GVISHIANI, A., SHEBALIN, N.V., APTEKMAN, J., AREFIEV, S., BORISOV, B.A., GROSHKOV, A., GRAIZER, V., LANDER, A., PLETNEV, K., ROGOZHIN, A.I. & TATEVOSSIAN, R. (1989): The Spitak (Armenia) earthquake of 7. December 1988: field observations, seismology and tectonics. – *Nature*, **339**, 675–679.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **114/2**, 121–272.
- CLIFF, R.A., DROOP, G.T.R. & REX, D.C. (1985): Alpine metamorphism in the South-East Tauern Window, Austria: 2. Rates of heating, cooling and uplift. – *J. metamorphic Geol.*, **3**, 403–415.
- CONDIE, K.C. (1989): Plate tectonics and crustal evolution. – 3rd. ed., 476pp, Pergamon, Oxford.
- COWARD, M. & DIETRICH, D. (1989): Alpine Tectonics – an overview. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine tectonics*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 1–29.
- CRAWFORD, M.L. (1977): Calcium zoning in Almandine Garnet, Wissahickon Formation, Philadelphia, Pennsylvania. – *Can. Min.*, **15**, 243–249.
- DEUTSCH, A. (1988): Die frühalpide Metamorphose in der Goldeck-Gruppe (Kärnten) – Nachweis anhand von Rb-Sr Altersdatierungen und Gefügebeobachtungen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/4**, 553–562.
- DIETRICH, V.J. (1976): Evolution of the Eastern Alps: A plate tectonics working hypothesis. – *Geology*, **1976**, 147–152.
- DILEK, Y., THY, P., MOORES, E.M. & RAMSDEN, T. (1990): Tectonic Evolution of the Troodos Ophiolite within the Tethyan Framework. – *Tectonics*, **9/4**, 811–824.
- DROOP, G.T.R. (1981): Alpine Metamorphism of Pelitic Schists in the South-East Tauern Window, Austria. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **61**, 237–273.
- DROOP, G.T.R. (1985): Alpine metamorphism in the South-East Tauern Window, Austria: 1. P-T variations in space and time. – *J. metamorphic Geol.*, **3**, 371–402.
- EDAX (1987): Bedienungsanleitung, PV 9100/65.
- EISBACHER, G.H. (1991): Einführung in die Tektonik. – 310 S., Enke, Stuttgart.
- EXNER, CH. (1953): Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. – *Carinthia II*, **143**, 124–128.
- EXNER, CH. (1954): Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – *Jb. Geol. B.-A.*, **97**, 17–37.
- EXNER, CH. (1971a): Geologie der peripheren Hafner Gruppe (Hohe Tauern). – *Jb. Geol. B.-A.*, **114/1**, 1–119.
- EXNER, CH. (1971b): Über Oligoklas-Blasten in metamorphen Schieferen der östlichen Hohen Tauern und Umgebung. – *Carinthia II, Sdh.* **28**, 221–238.
- EXNER, CH. (1980a): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **123/2**, 342–410.
- EXNER, CH. (1980b): Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 167–189.
- EXNER, CH. (1982): Geologie der zentralen Hafner Gruppe (Hohe Tauern). – *Jb. Geol. B.-A.*, **125/1-2**, 51–154.
- EXNER, CH. (1983): Erläuterungen zu geologischen Karte der Hafner Gruppe (Blatt Muhr 156, Südteil 1 : 25.000). – *Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Österr.*, **29**, 41–74.
- EXNER, CH. (1984): Der Südrand des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/3**, 349–367.
- EXNER, CH. (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/1**, 7–103.
- EXNER, CH. (1990): Erläuterungen zur geologischen Karte der mittleren Lungaus. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **36**, 1–38 und 2 Karten.
- FIGER, U. (1984): Zur quantitativen energiedispersiven Röntgenstrahl-Mikroanalyse von Festkörpern. – 137 S., unveröff. Diplomarbeit, TH Darmstadt.
- FIGER, U. & MÜLLER, W.F. (1987): Energy dispersive x-ray microanalysis in the scanning electron microscope. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **1987/1**, 1–7.
- FLÜGEL, H.W. (1987): The Eoalpine History of the Eastern Alps, Introduction and Epilogue. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 10–15, Deuticke, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds)(1987): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 418 S., Deuticke, Wien.
- FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – *Jahresbericht 1982, Hochschul-schwerpkt. S15*, **4**, 249–262, Graz.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine element in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 379–406, Deuticke, Wien.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, CH. (1987): Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 34–54, Deuticke, Wien.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological Data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 272–281, Deuticke, Wien.
- FRASL, G. (1957): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 323–427.
- FRIMMEL, H. (1987): Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). – Unveröff. Diss., Formal- und Nat.wiss. Fak. Univ. Wien, 199 S., Wien.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – *Geol. Rundschau*, **65/2**, 375–393.

- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, **60**, 121–139.
- FRISCH, W. (1980): Post-hercynian formation of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environments and age. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 49–63.
- FRISCH, W. (1981): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. – *Geol. Rundschau*, **70/2**, 402–411.
- FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic window of the Eastern Alps. – *Geol. Rundschau*, **73/1**, 33–45.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F. (1987): The Upper Bündner Schiefer of the Tauern window – A key to Understanding Eoalpine Orogenic Processes in the Eastern Alps. – in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 55–69, Deuticke, Wien.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, **230**, 91–100.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H. (1967): Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **12**, 364–376.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low-angle normal faults at the eastern margin of the Tauern Window (Eastern alps). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 233–243.
- GHENT, E.D. & STOUT, M.Z. (1981): Geobarometry and Geothermometry of Plagioclase-Biotite-Garnet-Muscovite-Assemblages. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 92–97.
- GILG, H.A., HÖLL, R., KUPFERSCHMID, M.P., REITZ, E., STÄRK, H. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1989): Die Basisschieferfolge in der Habachformation im Felber- und Amertal (Tauernfenster, Salzburg). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 65–92.
- GÖD, R. (1981): Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie des Bergbaurevieres Schellgaden. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**, 189–200.
- GRUNDMANN, G. (1988): Metamorphic Evolution of the Habach Formation. A Review. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 133–150.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985.): The young uplift and thermal history of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128/2**, 197–216.
- HANCOCK, P.L. (1985.): Brittle microtectonics: principles and practice. – *J. Struct. Geol.*, **7/3–4**, 437–457.
- HÄUSLER, H. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen von Massenbewegungen auf Blatt 156 Muhr. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/3**, 511–515.
- HAWKESWORTH, C.J., WATER, D.J. & BICKLE, M.J. (1975.): Plate tectonics in the Eastern Alps. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 405–413.
- HEISSEL, G. (1977): Die geologische Neuaufnahme des Karwendelgebirges und seine tektonische Ausdeutung. – 372 S., unveröff. Diss. Phil. natw. Fak. Univ. Innsbruck.
- HEITZMANN, P. (1985.): Kakirite, Kataklasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/2**, 273–286.
- HEITZMANN, P. (1990): Krustenindentation in den Alpen – Resultate der Tiefenseismik. – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie, Graz 19–21 April 1990, Kurzfassungen der Vorträge und Poster, 91–93.
- HOBBS, B., MEANS, W. & WILLIAMS, P. (1976): An outline of structural geology. – 571 pp., Wiley & Sons, Singapore.
- HÖCK, V. (1980): Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the Penninic Tauern window, Austria. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 119–127.
- HÖCK, V. (1990): Die Habachformation in den Hohen Tauern. – *Mitt. österr. mineral. Ges.*, **135**, 35–37.
- HÖCK, V. & STEYRER, H.P., KOLLER, F. & PESTAL, G. (1982): Stratigraphic correlation form (SCF) of the Habach Formation, Hohe Tauern, Austria (Geotraverse B). – *Newsletter 4, ICGP No.5*, 44–46.
- HÖCK, V. & MILLER, CH. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. – in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 16–33, Deuticke, Wien.
- HÖCK, V. & PESTAL, G. (1990): Habachformation, Altkristallin im Habachtal und Felbertal, Exkursion 4. – *Mitt. österr. mineral. Ges.*, **135**, 129–137.
- HOINKES, G. (1978): Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Öztaler Alpen, Südtirol). – *N. Jb. Miner. Abh.*, **131/3**, 272–303.
- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Montains, SE Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent Plate Boundary Zone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/1**, 5–87.
- HÖLL, R. (1977): Early Paleozoic Ore Deposits of the Sb-W-Hg-Formation in the Eastern Alps and their Genetic Interpretation. – In: KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.J. (eds.): *Time and Strata-Bound Ore Deposits*. – 167–198, Springer, Berlin.
- HOLLISTER, L.S. (1966): Granat Zoning: An Interpretation based on the Rayleigh Fractionation Model. – *Science*, **154**, 1647–1651.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil 1: Petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81/1988**, 5–31.
- HURFORD, A.J., FLISCH, M. & JÄGER, E. (1989): Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 369–396.
- KEPPIE, J.D. & DALLMEYER, R.D. (1990): Introduction to the terrane analysis and the tectonic map of premesozoic terranes in the Circum-Atlantic Phanerozoic Orogens. – *IGCP 233, Abstracts – Paleozoic orogens in Central Europe, Göttingen-Giessen, Aug.-Sept. 1990*.
- KLEINSCHRODT, R. (1987): Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol, Italien). – *Erlanger geol. Abh.*, **114**, 1–82, Erlangen.
- KOBER, L. (1922): Das östliche Tauernfenster. – *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat.wiss. Kl.*, **98**, 201–242, Wien.
- KRAIGER, H. (1989): Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81/1988**, 47–64.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and the Greywacke zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. – in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 164–177, Deuticke, Wien.
- KRUHL, J.H. (1987): Zur Deformation und Gitterregelung des Plagioklasses. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/2**, 205–243.
- KRUHL, J.H. (1991): The P-T-d development at the basement-cover boundary in the Eastern Tauern Window (Eastern Alps): Alpine continental collision. – in prep.
- LAMMERER, B. (1984): Ductile deformation versus nappe tectonics in the central Eastern Alps (Austria and Italy). – *Proc. Int. Conf. Basement Tectonics*, *Pub.* **5**, 214–219, Salt Lake City.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/1**, 51–67.
- LAUBSCHER, H. (1983): Detachment, shear and compression in the central Alps. – in: HATCHER, R.Jr., WILLIAMS, H. & ZIETZ, J. (eds.): *Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains*. – *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **158**, 191–211.
- LAUBSCHER, H. (1990): The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3-D material balance considerations and regional consequences. – *Tectonophysics*, **176**, 103–121.
- LEAKE, B. (1978): Nomenclature of Amphiboles. – *Can. Mineral.*, **16**, 501–520.
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. (1987): Pre-oceanic rifting in the Alps. – *Tectonophysics*, **133**, 305–320.

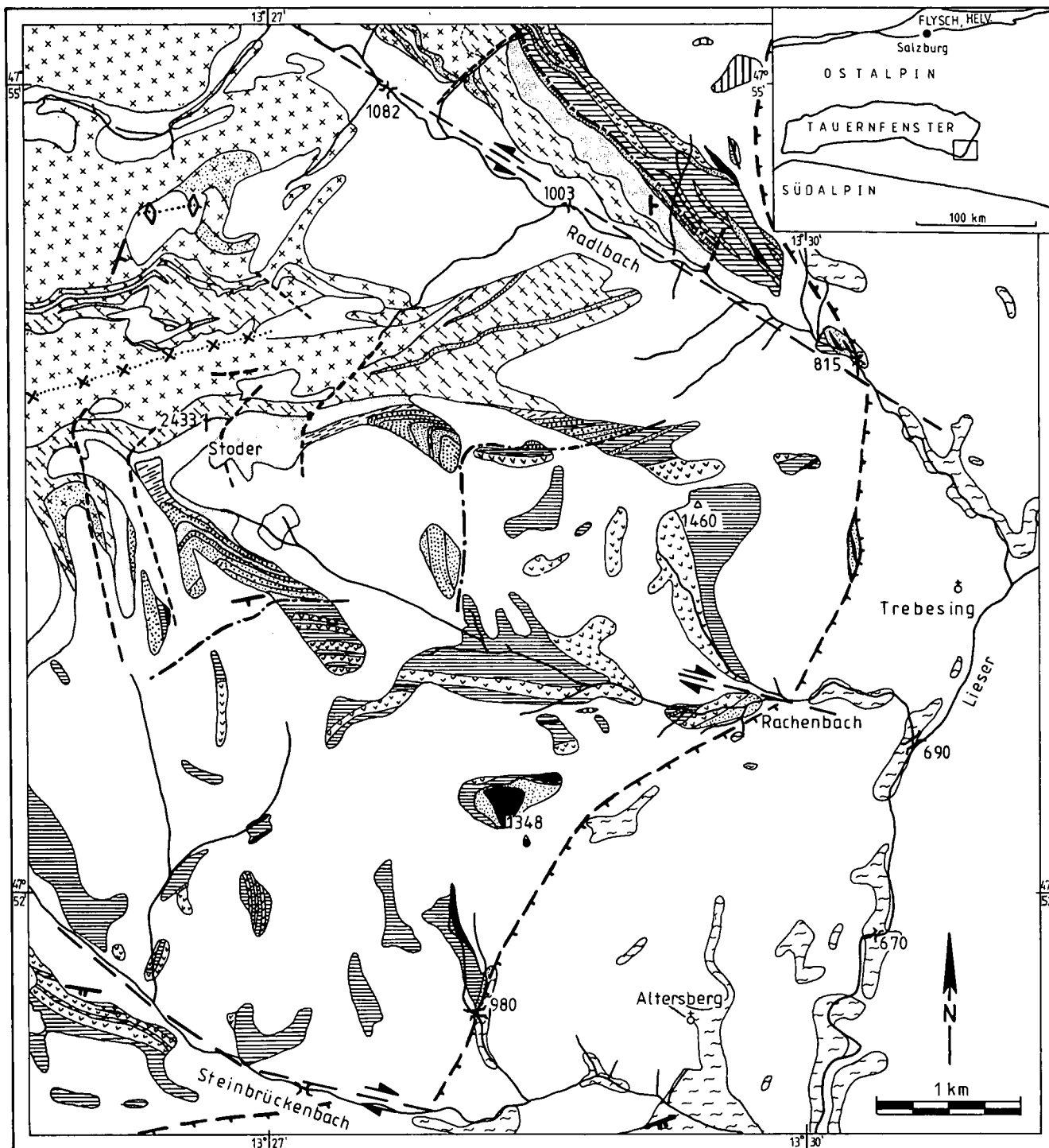
- LISTER, G. & DAVIS, G. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A.. – *J. Struct. Geol.*, **11**/1–2, 65–94.
- MAKRIS, J. (1971): Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik. – *Hamburger geophy. Einzelschriften*, **15**, 57 S.
- MASSONNE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212–224.
- MERKLE, A.B. & SANDBORG, A.O. (1982): Energy dispersive analysis of some common Rock forming Minerals. – *EDAX-EDITor*, **12**/1, 16–17, EDAX Laboratories.
- MERLE, O., COBBOLD, P.R. & SCHMID, S. (1989): Tertiary kinematics in the Lepontine dome. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 113–134.
- MEURERS, B., RUESS, D. & STEINHAUSER, P. (1981): Gravimetrische Untersuchungen in den Gurktaler Alpen und am Oststrand des Tauernfensters. – *Jahresbericht 1980, Hochschulschwerpt. S15*, **2**, 211–215.
- MEURERS, B., RUESS, D. & STEINHAUSER, P. (1987): The Gravitmetric Alpine Traverse. – FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 334–344, Deuticke, Wien.
- MEYER, J. (1977): *Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tschiernock (Kärnten)*. – Unveröff. Diss. Form. und naturw. Fak. Univ. Wien, 138 S.
- MILLER, H., MÜLLER, St. & PERRIER, G. (1982): Structure and Dynamics of the Alps – A geophysical Inventory. – in: BERCKHEMER, H. & HSÜ, K. (eds.): *Alpine-Mediterranean Geodynamics – Geodynamics Series*, **7**, 175–203.
- MILOTA, CH. (1986): Retrograde Mineralreaktionen, ausgelöst durch Fluid-Aktivitäten, als charakteristisches Erscheinungsbild der alpidischen Metamorphose im Stubai kristallin. – *Mitt. Ges. Geol. Berbaustud. Österr.*, **33**, 233–264.
- MOGESSI, A. & TESSADRI, R. (1982): A Basic computer program to determine the name of an Amphibole from an electron Microprobe Analysis. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **11**/7, 259–289.
- MOORE, J. (1980): 9100/60 system software. – *EDAX-EDITor*, **10**/4, EDAX Laboratories Prairie View.
- MYKLEBUST, R.L., FIORI, C.F. & HEINRICH, K.F.J. (1979): *Frame C: A compact procedure for quantitative energy-dispersive electron beam X-ray analysis*. – National Bureau of standards U.S., Techn. Note 1106, Washington.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-, Mugel- und Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – *Abh. Geol. B.-A.*, **42**, 137 S., Wien.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, Bd. **120**, 203–219, Graz.
- NOWOTNY, A. (1976): *Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung*. – Unveröff. Diss. phil Fak. Univ. Wien, 160 S.
- OBERHAUSER, R. (Red.)(1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – *Geol. B.-A.*, 699 S., Wien.
- O'HARA, K. (1988): Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, USA. – *Tectonophysics*, **156**, 21–36.
- O'HARA, K. & BLACKBURN, W.H. (1989): Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites. – *Geology*, **17**, 524–527.
- ONASCH, M.CH. (1984): Application of the R_p/Φ technique to elliptical markers deformed by pressure-solution. – *Tectonophysics*, **110**, 157–165.
- OXBURGH, E.R. (1972): Flake tectonics and continental collision. – *Nature*, **239**, 202.
- PLATT, J.P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**/9, 1037–1053.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. – *J. Struct. Geol.*, **2**/4, 397–410.
- PLATT, J.P., BEHRMANN, J.H., CUNNINGHAM, P.C., DEWEY, J.F., HELMAN, M., PARISH, M., SHEPLEY, M.G., WALLIS, S. & WESTON, P.J. (1989): Kinematic of the Alpine arc and the motion history of Adria. – *Nature*, **337**, 159–161.
- PREY, S. (1989): Ein steilstehendes Störungssystem als Westbegrenzung des Tauernfensters. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**/4, 745–749.
- PURDY, J.W. & JÄGER, E. (1976): K-Ar ages on Rock-Forming Minerals from Central Alps. – *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, 1–31.
- PURTSCHELLER, F., HOERNES, S. & BROWN, G.C. (1972): An example of occurrence and breakdown of Paragonit. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **35**, 34–42.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*, 568pp., Mc Graw-Hill, New York.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.J. (1983): *Modern structural Geology: Band 1*. – 307pp., Academic press, London.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.J. (1987): *Modern structural Geology: Band 2*. – 309–700pp, Academic Press, London.
- RAMSAY, J.G. & WOOD, D.S. (1973): The geometric effects of volume change during deformation processes. – *Tectonophysics*, **16**, 263–277.
- RATSCHBACHER, L. (1983): Strukturgeologische Daten aus dem Deckgebirge als Rahmenbedingungen für thermische Überlegungen zur kretazischen Metamorphose im Ostabschnitt der Ostalpen. – *Jahresbericht 1982, Hochschulschwerpt. S15*, **4**, 121–127.
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – *Tectonophysics*, **125**, 335–356.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belt: The eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407.
- RATSCHBACHER, L., BEHRMANN, J.H. & PAHR, A. (1990): Penninic window at the eastern end of the Alps and their relation to the Intra-Carpathian basins. – *Tectonophysics*, **172**, 91–105.
- RIDLEY, J. (1989) Vertical movement in orogenic belts and the timing of metamorphism relative to deformation. – in: DALY, J.S., CLIFF, R.A. & YARDLEY, B.W.D. (eds): *Evolution of Metamorphic Belts*. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **43**, 103–115.
- RING, U. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary Zone: The Arosa Zone (Grisons – Rätikon area, Swiss Austrian Alps). – *Tübinger Geowiss. Arb.*, **A1**, 178 S., Tübingen.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate-Boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arose Suture Zone. – *Geology*, **16**, 696–698.
- ROTH, R. (1984): Veränderungen im Stoff- und Mineralbestand während mehrphasiger Mylonitisation der Kellerjoch-Gneise (Tirol). – *Geol. Rundschau*, **73**/1, 69–89.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **33**, 221–232, Wien.
- SCHMID, S.M., AEBLI, H.R., HELLER, F. & ZINGG, A. (1989): The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 153–171.
- SCHMID, S.M. & HAAS, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schling thrust, Eastern Alps. – *Tectonics*, **8**/4, 697–718.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N. (1967): Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneebergerzuges. – *Eclogae geol. Helv.*, **60**, 529–536.

- SCHÖNLAUB, H.P. (1975.): Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, **79**, 47–55.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **3**, 124 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., EXNER, CH. & NOWOTNY, A. (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 115–145.
- SCHULZ, B. (1988): Deformation, Metamorphose und Petrographie im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich). – *Diss. nat.-wiss. Fak., Univ. Erlangen-Nürnberg*, 133 S., Eigenverlag.
- SCHULZ, B. (1988): Mikrogefüge in Paragneisen des ostalpinen Altkristallins südlich der Deferegger-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 245–253.
- SCHULZ, B. (1989): Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegger-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/4**, 775–789.
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich der Lieser (Kärnten): *Akad. wiss. math.-nat.wiss. Kl. Abt. I*, **136**, 333–382.
- SELVERSTONE, J. (1985.): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. – *Tectonics*, **4/7**, 687–704.
- SELVERSTONE, J. (1988): Evidence for East-West crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. – *Tectonics*, **7/1**, 87–105.
- SENGÖR, A.M.C. (1990): Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 years: A Tethyan Perspective. – *Earth-Science Reviews*, **27**, 1–201.
- SPEAR, F.S. & SELVERSTONE, J. (1983): Quantitative P-T paths from zoned minerals: Theory and Tectonic Applications. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 348–357.
- SPEAR, F.S., SELVERSTONE, J., HICKMOTT, D., CROWLEY, P. & HODGES, K.V. (1984): P-T paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. – *Geology*, **12/2**, 87–90.
- SPEAR, F.S. & CHENEY, J.T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 149–164.
- SPRENGER, W. & HEINISCH, H. (1990): TM-Satellitenbild-Auswertung und Paläo-Spannungsanalyse der bruchhaften Deformation am Periadriatischen Lineament. – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie, Graz 19–21 April 1990, Kurzfassungen der Poster und Vorträge, 222–225.
- STAUFENBERG, H. (1987): Apatite Fission-Track Evidence for Postmetamorphic Uplift and Cooling History of the Eastern Tauern Window and the Surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/4**, 571–586.
- STEINHAUSER, P. & RUESS, D. (1979): Jahresbericht 1979 über gravimetrische Untersuchungen. – Jahresbericht 1979, Hochschulschwerpt. S15, **1**, 154–156.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **76**, 69–100.
- STINY, J. (1926): Zur Geschichte des Millstätter Sees. – *Die Eiszeit*, **3**, 9–20, Leipzig.
- STÖCKHERT, B. (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin S' des westlichen Tauernfensters (Südtirol). – *Diss. nat.-wiss. Fak., Univ. Erlangen-Nürnberg*, 214 S., Eigenverlag.
- TERMIER, P. (1903): Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. – *Bull. soc. géol. France* (4), **3**, 711–765.
- THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge: Eine kristallingeologische Neuuntersuchung. – *Unveröff. Diss., Formal- und Nat.-wiss. Fak. Univ. Wien*, 154 S., Wien.
- THÖNI, M. (1988): Rb-Sr Isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/1**, 169–201.
- TISCHLER, S.E. & UCIK, F.H. (1979): Schichtgebundene Sulfidmineralisation (Typus Schellgaden) in der Schieferhülle des östlichen Tauernfensters. – *Carinthia II*, **169**, 371–407, Klagenfurt.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975.): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **148/3**, 286–319.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd.1 Die Zentralalpen. – 766 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1980): Das östliche Tauernfenster. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 73–79.
- TOLLMANN, A. (1987): The alpidic evolution of the Eastern Alps. – in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 361–378, Deuticke, Wien.
- TRÖGER, W.E. (1969): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Teil 2. – 822 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- TRZCIENSKI, W.E. (1977): Garnet zoning – product of a continuous reaction. – *Can. Mineral.*, **15**, 250–256.
- UCIK, F.H. (1974): Bergstürze, Talzusub und Wildbäche – einige geologische Ereignisse der Integralanalyse Liesertal. – *Kärntner Naturschutzblätter*, **13**. Jahrgang, 31–47.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – *Populärwissenschaftliche Veröff. geol. B.-A.*, 24 S., und 1 Karte 1: 50.000, Wien.
- VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen – Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. – *Tübinger Geowiss. Arb.*, **A6**, 150 S., Tübingen.
- VAVRA, G. & FRISCH, W. (1989): Pre-Variscan back-arc and island-arc magmatism in the Tauern window (Eastern Alps). – *Tectonophysics*, **169**, 271–280.
- VOLL, G. (1976): Recrystallisation of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**, 641–647.
- VOLP, A. & BEHRMANN, J. (1990): Überschiebungssysteme und duktile Deformation im Dachbereich des Hochalm-Ankogel Massivs (Hohe Tauern). – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie, Graz 19–21 April 1990, Kurzfassungen der Poster und Vorträge, 242–243.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. (1985.): A transform margin in Mesozoic Tethys – Evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rundschau*, **74**, 665–679.
- WERNICKE, B. & BURCHFIELD, B.C. (1982): Modes of extensional tectonics. – *J. Struct. Geol.*, **4/2**, 105–115.
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. – 348 S., Springer, Berlin.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formation in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implication. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/2**, 341–389.
- WIMMENAUER, W. (1985.): *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*. – 382 S., Enke, Stuttgart.
- WITHJACK, M.O. & SCHEINER, C. (1982): Fault Patterns associated with Domes – An experimental and analytical Study. – *Am. Ass. Pet. Geol. Bull*, **66/3**, 302–316.
- ZIEGLER, P.A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model. – *Tectonophysics*, **137**, 389–420.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 10. September 1991.

Anhang

I. Geologische Karte



□ Quartär, ungegliedert

▨ Serpentinit

PENNINIKUM

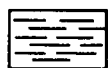
▩ Marmor

▧ Kalkglimmerschiefer,
Bündner Schiefer

▤ Albitblastengneis

▽▽ Prasinit, Grünschiefer,
Serizit-Chloritschiefer

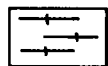
▦ Quarzit



Schwarze Blastenschiefer, Biotitschiefer



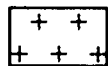
Amphibolite, Metagabbros, saure Metavulkanite



Gebänderte Gneise, Migmatite

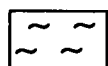


Quarzitische Gneise, Aplite



Zentralgneise

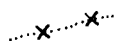
OSTALPIN



Quarzphyllit, Katschbergphyllit, diaphthoritische Glimmerschiefer, granatführende Glimmerschiefer und Gneise



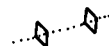
Gesteinsgrenze



Mulde



Duktile Bewegungsbahn



Sattel



Aufschiebung



0-30°



Spröde Störung



31-60°



Blattverschiebung



61-90°

II. Abkürzungsverzeichnis

Ab	Albit	Para	Paragonit
Akt	Aktinolith	Plg	Plagioklas
Alm	Almandin	Pyr	Pyrop
Bt	Biotit	Qz	Quarz
Cc	Calcit	Sid	Siderit
Chl	Chlorit	Sp	Sphen
Cum	Cummingtonit	Spess	Spessartin
Ep	Epidotgruppe	u.d.M.	Unter dem Mikroskop
Goe	Goethit	AE	Achsenebene
Gt	Granat	Lin	Linear
Gross	Grossular	Lin _B	B-Achsen-Linear
Hbl	Hornblende	Lin _{Cr}	Crenulationslinear
Kao	Kaolinit	Lin _{Har}	Harnischlinear
Kfsp	Kalifeldspat	Lin _{Min}	Minerallinear
Mu	Muskovit	Lin _{Üb}	Überschneidungslinear
Mt	Magnetit	sf	Schieferung

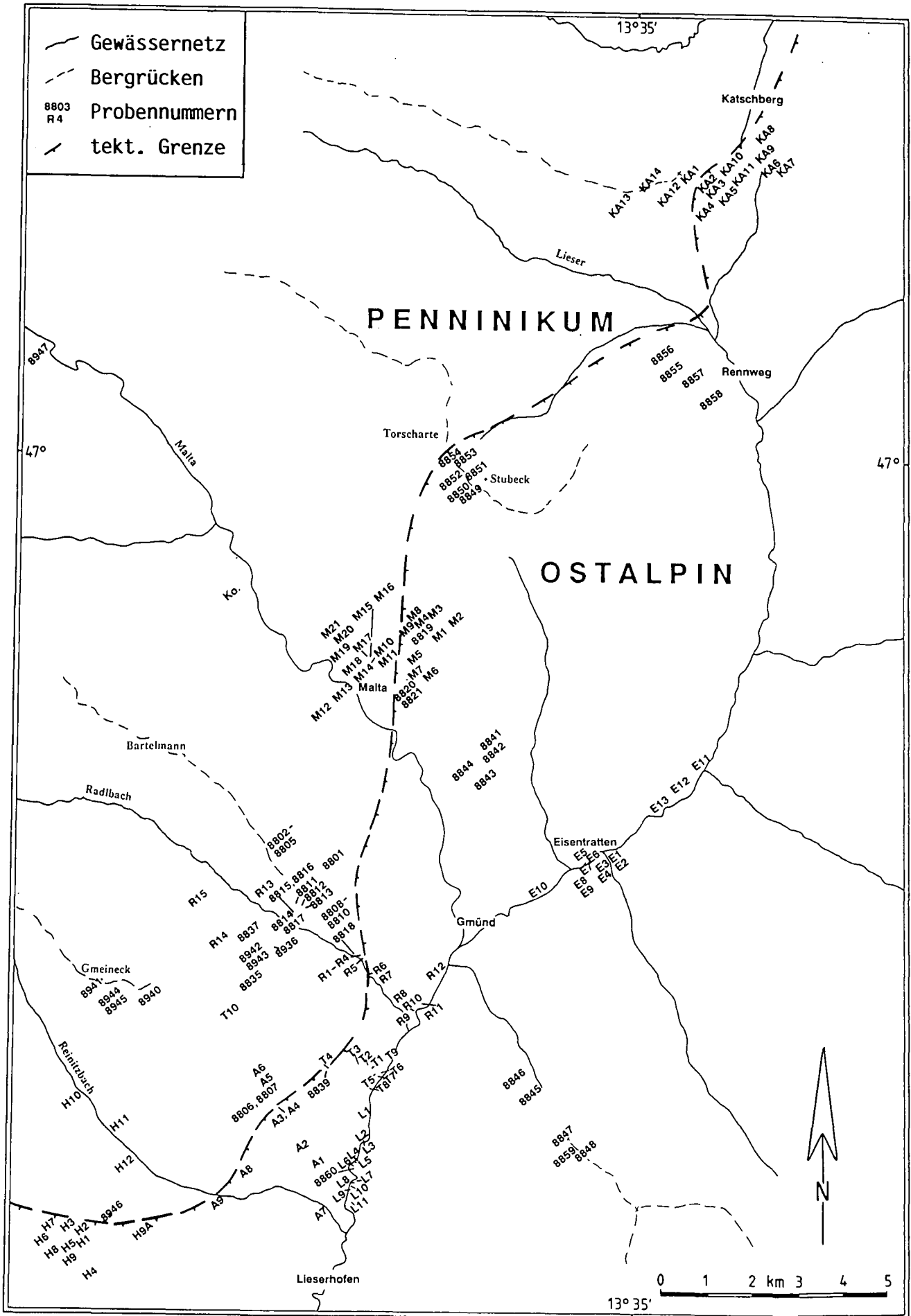
Erläuterung zu den Proben-Nummern: Buchstabenkennung für unterschiedliche Profile und numerische Sortierung, z.B. KA12 = Katschberg, Proben-Nummer 12 oder 8820 = Ergänzungsprobe.

Tektonische Daten sind als Freiburger Werte angegeben.

III. Straindaten

Probe	XZ	YZ	XY
PENNINIKUM			
Zentralgneis M19	Rs 6,4 Ri 1,6	Rs 3,5 Ri 1,9	Rs 1,8 ----
R15	Rs 5,1 Ri 1,6	Rs 3,1 Ri 1,8	Rs 1,6 ----
Feldsp.-gneis 8943	Rs 5,1 Ri 1,4	Rs 4,4 Ri 1,6	Rs 1,2 ----
Kalkgl. 8810	Rs 4,1 Ri 1,6	Rs 2,6 Ri 1,5	Rs 1,6 ----
Quarzit T10	Rs 4,7 Ri 1,8	Rs 4,4 Ri 1,6	Rs 1,1 ----
Gli.schi 8805	Rs 6,2 Ri 1,8	Rs 4,4 Ri 1,9	Rs 1,4 ----
OSTALPIN			
M7	Rs 4,2 Ri 2,1	Rs 2,7 Ri 1,6	Rs 1,6 ----
R5	Rs 4,7 Ri 1,9	Rs 3,3 Ri 1,8	Rs 1,4 ----
E4	Rs 3,9 Ri 1,9	Rs 3,1 Ri 1,8	Rs 1,3 ----
E2 wenig deformiert	Rs 2,1 Ri 1,9	Rs 2,0 Ri 1,7	Rs 1,1 ----
Es wurden dabei immer die Elliptizität der deformierten nicht rekristallisierten Quarzbänder gemessen.			

IV. Probenkarte



V. Granat-Analysen

Proben	M2111	M2112	M2113	M2114	M2115	M2116	M2117	M2118	Proben	R1514	R1515	R1517	R1521	R1522	R1523	R1524	R1525	
MgO	-	0.27	0.19	0.16	0.13	0.11	0.08	0.29	MgO	0.83	0.87	0.77	0.91	0.89	0.65	0.57	0.48	
Al ₂ O ₃	22.38	21.90	22.08	21.98	22.07	21.94	21.67	22.18	Al ₂ O ₃	22.67	22.87	23.08	23.01	22.88	22.92	22.65	22.67	
SiO ₂	39.98	40.31	39.91	40.07	39.98	40.13	40.27	40.19	SiO ₂	39.93	39.71	39.94	39.97	40.03	40.15	40.06	40.08	
CaO	17.30	17.21	17.61	17.96	18.09	18.17	18.33	18.73	CaO	10.45	9.32	10.75	10.61	11.45	15.62	11.22	14.86	
MnO	3.18	3.55	4.22	4.31	3.60	3.40	2.15	1.51	MnO	9.40	9.32	9.09	9.06	9.62	2.52	9.79	3.84	
FeO	17.16	16.75	16.00	15.52	16.13	16.25	17.41	17.10	FeO	16.72	17.30	16.37	16.43	15.13	18.15	15.71	17.66	
Kationen pro 12 O																		
Si	3.09	3.12	3.09	3.10	3.09	3.10	3.12	3.10	Si	3.11	3.09	3.10	3.10	3.10	3.09	3.11	3.12	
Al	2.04	2.00	2.02	2.00	2.01	2.00	1.98	2.02	Al	2.08	2.10	2.11	2.10	2.09	2.08	2.07	2.06	
Mg	--	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	Mg	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10	0.07	0.07	0.06	
Ca	1.43	1.43	1.46	1.49	1.50	1.51	1.52	1.55	Ca	0.87	0.83	0.89	0.88	0.95	0.94	1.23		
Mn	0.21	0.23	0.28	0.28	0.24	0.22	0.14	0.10	Mn	0.62	0.61	0.60	0.60	0.63	0.17	0.64	0.25	
Fe	1.11	1.08	1.34	1.00	1.05	1.05	1.13	1.10	Fe	1.09	1.13	1.06	1.06	0.98	1.17	1.02	1.14	
Granatzusammensetzung																		
Alman	40.4	39.0	43.2	35.8	37.4	37.6	40.4	39.6	Alman	40.7	42.3	40.2	40.0	36.8	43.3	38.2	42.5	
Gross	52.0	51.6	47.1	53.4	53.4	54.1	54.3	55.8	Gross	32.5	31.1	33.7	33.2	35.7	47.7	35.2	45.9	
Pyrop	-	1.1	0.7	0.7	0.7	0.4	0.4	1.1	Pyrop	3.7	3.7	3.4	4.2	3.8	2.6	2.6	2.2	
Spess	7.6	8.3	9.0	10.0	8.5	7.9	5.0	3.6	Spess	23.1	22.9	22.7	22.6	23.7	6.3	24.0	9.3	
Proben	M2131	M2132	M2133	M2134	M2135	R1511	R1512	R1513	Proben	894311	894312	894313	894314	894321	894322	894324	894325	
MgO	0.33	0.50	0.33	0.47	0.36	0.71	1.07	0.75	MgO	0.98	0.70	0.82	1.02	1.01	0.91	1.07	0.94	
Al ₂ O ₃	22.43	22.86	22.34	22.75	22.73	22.97	22.66	22.67	Al ₂ O ₃	22.88	23.00	22.90	22.96	23.01	23.03	23.06	23.04	
SiO ₂	40.01	40.17	40.12	39.76	40.32	40.15	40.17	39.76	SiO ₂	40.41	40.17	40.33	40.18	40.28	40.01	39.75	40.23	
CaO	12.97	15.58	17.21	12.60	11.37	9.10	11.97	11.22	CaO	11.97	11.55	11.55	11.26	11.00	11.18	11.22	11.33	
MnO	5.70	3.20	5.68	6.16	6.91	10.76	8.16	8.76	MnO	1.27	1.95	1.52	1.55	1.44	2.36	1.20	0.91	
FeO	18.55	17.69	17.49	18.25	18.31	16.31	15.97	16.84	FeO	22.50	22.64	22.88	23.03	23.26	22.51	23.69	23.54	
Kationen pro 12 O																		
Si	3.11	3.10	3.10	3.09	3.13	3.12	3.11	3.09	Si	3.12	3.11	3.12	3.11	3.11	3.10	3.08	3.11	
Al	2.05	2.08	2.03	2.09	2.08	2.10	2.07	2.08	Al	2.08	2.10	2.09	2.10	2.10	2.10	2.11	2.10	
Mg	0.40	0.06	0.04	0.06	0.04	0.08	0.12	0.09	Mg	0.11	0.08	0.10	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	
Ca	1.08	1.29	1.42	1.05	0.95	0.76	0.99	0.94	Ca	0.99	0.96	0.96	0.93	0.91	0.93	0.93	0.94	
Mn	0.38	0.21	0.16	0.41	0.45	0.71	0.53	0.58	Mn	0.08	0.13	0.10	0.10	0.09	0.15	0.08	0.06	
Fe	1.21	1.14	1.13	1.19	1.19	1.06	1.03	1.10	Fe	1.45	1.47	1.48	1.49	1.50	1.46	1.54	1.52	
Granatzusammensetzung																		
Alman	44.7	42.2	41.1	43.9	45.3	40.6	38.6	40.6	Alman	55.1	55.7	56.1	56.4	57.3	55.1	57.7	57.4	
Gross	39.9	47.8	51.6	38.8	36.1	29.1	37.1	34.7	Gross	37.6	36.4	36.4	35.2	34.7	35.1	34.8	35.5	
Pyrop	1.5	2.2	5.8	2.2	1.5	3.1	4.5	3.3	Pyrop	4.2	3.0	3.8	4.5	4.6	4.2	4.5	4.2	
Spess	14.0	7.8	1.5	15.1	17.1	27.2	37.1	21.4	Spess	3.0	4.9	3.8	3.8	3.4	5.6	3.0	2.3	

Proben	894326	894327	894328	894331	894332	894333	894334	894335	Proben	H1024	H1025							
MgO	0.88	0.68	1.02	1.03	0.87	0.84	1.05	0.86	MgO	0.94	1.50							
Al ₂ O ₃	22.88	23.13	22.89	22.76	23.00	22.92	23.12	23.03	Al ₂ O ₃	22.43	22.64							
SiO ₂	40.08	40.42	40.20	40.06	39.87	40.22	40.17	39.96	SiO ₂	39.63	39.74							
CaO	11.59	11.89	10.78	11.56	11.11	11.01	11.33	10.21	CaO	8.76	7.17							
MnO	0.92	1.27	1.00	1.66	2.01	1.84	1.62	3.73	MnO	2.93	2.24							
FeO	23.65	22.61	24.11	22.93	23.14	23.16	22.71	22.20	FeO	24.43	26.71							
Kationen pro 12 O																		
Si	3.11	3.12	3.11	3.10	3.09	3.11	3.10	3.10	Si	3.09	3.10							
Al	2.09	2.10	2.09	2.08	2.10	2.09	2.11	2.11	Al	2.11	2.09							
Mg	0.10	0.08	0.12	0.12	0.10	0.10	0.12	0.10	Mg	0.11	0.18							
Ca	0.96	0.98	0.90	0.96	0.92	0.91	0.94	0.85	Ca	0.73	0.60							
Mn	0.06	0.08	0.07	0.11	0.13	0.12	0.11	0.25	Mn	0.19	0.15							
Fe	1.53	1.46	1.56	1.49	1.50	1.50	1.47	1.44	Fe	1.59	1.75							
Granatzusammensetzung																		
Alman	57.7	56.2	58.9	55.6	56.6	57.0	55.7	54.6	Alman	60.7	65.3							
Gross	36.2	37.7	34.0	35.8	34.7	34.6	35.6	32.2	Gross	27.9	22.4							
Pyrop	3.8	3.1	4.5	4.5	3.8	3.8	4.5	3.8	Pyrop	4.2	6.7							
Spess	2.3	3.1	2.6	4.1	4.9	4.6	4.2	9.5	Spess	7.2	5.6							
Proben	894336	H1012	H1013	H1014	H1015	H1021	H1022	H1023	Proben	E1111	E1112	E1113	E1114	E1115	E1121	E1122	E1123	
MgO	0.82	0.93	1.09	0.99	1.42	1.33	1.16	1.04	MgO	2.39	3.00	3.25	2.99	2.21	2.57	2.64	3.26	
Al ₂ O ₃	22.80	22.62	22.57	22.65	22.82	22.78	22.61	22.52	Al ₂ O ₃	22.95	22.61	22.79	22.95	22.60	22.63	22.85	22.80	
SiO ₂	40.20	39.73	39.83	39.76	39.65	39.95	40.12	40.07	SiO ₂	39.79	39.58	39.05	39.43	39.87	39.60	39.67	39.55	
CaO	10.40	7.32	8.31	8.31	7.56	7.40	7.40	9.15	CaO	7.11	2.31	2.27	2.24	3.74	3.74	4.87	2.15	
MnO	3.46	3.69	3.41	2.44	2.48	2.21	2.53	2.88	MnO	0.95	1.25	1.39	1.31	1.14	1.51	1.28	1.24	
FeO	22.32	25.71	24.79	25.84	26.07	26.33	26.18	24.33	FeO	26.85	31.26	31.28	31.08	27.21	29.95	28.69	31.00	
Kationen pro 12 O																		
Si	3.12	3.11	3.11	3.11	3.10	3.11	3.13	3.12	Si	3.09	3.10	3.07	3.08	3.10	3.10	3.09	3.09	
Al	2.09	2.09	2.08	2.09	2.10	2.09	2.08	2.07	Al	2.10	2.09	2.10	2.12	2.07	2.09	2.10	2.10	
Mg	0.09	0.11	0.13	0.12	0.17	0.16	0.13	0.12	Mg	0.28	0.35	0.38	0.35	0.26	0.30	0.31	0.38	
Ca	0.87	0.62	0.70	0.70	0.63	0.62	0.62	0.76	Ca	0.59	0.19	0.19	0.19	0.58	0.31	0.41	0.18	
Mn	0.23	0.24	0.23	0.16	0.16	0.15	0.17	0.19	Mn	0.06	0.08	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	0.08	
Fe	1.45	1.68	1.62	1.69	1.70	1.72	1.71	1.58	Fe	1.74	2.05	2.05	2.03	1.77	1.96	1.87	2.03	
Granatzusammensetzung																		
Alman	54.9	63.4	60.5	63.3	63.9	64.9	65.0	59.6	Alman	65.2	76.8	75.7	76.3	65.8	73.4	69.8	76.0	
Gross	33.0	23.4	26.1	26.2	23.7	23.4	23.6	28.7	Gross	22.1	7.1	7.0	7.1	21.6	11.6	15.3	6.7	
Pyrop	3.4	4.2	4.5	6.4	6.0	4.9	4.5	4.2	Pyrop	10.5	13.1	14.0	13.2	9.7	11.2	11.6	14.2	
Spess	8.7	9.1	8.6	6.0	6.0	5.7	6.5	7.2	Spess	2.2	3.0	3.3	3.4	3.0	3.7	3.4	3.0	

Proben	E1124	E1125	E1126	E1127	E1128	E1151	E1152	E1153	Proben	E1131	E1132	E1133	E1134	E1135	E1141	E1142	E1143
MgO	3.34	3.40	3.06	3.45	2.01	2.35	3.29	3.07	MgO	3.15	3.53	3.39	3.29	2.49	2.99	2.94	3.27
Al ₂ O ₃	22.57	23.02	22.92	22.74	22.93	22.94	22.89	22.97	Al ₂ O ₃	22.91	22.94	22.81	23.14	23.19	22.93	22.79	22.63
SiO ₂	39.38	39.23	39.49	39.67	39.87	39.81	39.44	39.69	SiO ₂	40.01	39.83	39.85	39.85	39.82	39.32	39.22	39.34
CaO	2.27	2.18	2.05	1.87	7.13	6.38	2.18	1.92	CaO	2.14	2.16	2.03	2.23	4.70	2.30	1.82	2.13
MnO	1.35	1.31	1.35	1.05	1.00	0.96	1.20	1.38	MnO	1.48	1.61	1.45	1.51	1.45	1.42	1.46	1.42
FeO	31.09	30.85	31.14	31.23	27.07	27.56	31.01	30.97	FeO	30.31	29.93	30.48	30.07	28.36	31.04	31.77	31.21
Kationen pro 12 O																	
Si	3.08	3.07	3.09	3.10	3.10	3.09	3.08	3.10	Si	3.12	3.10	3.11	3.10	3.10	3.08	3.08	3.08
Al	2.08	2.12	2.11	2.09	2.10	2.10	2.11	2.11	Al	2.10	2.10	2.10	2.12	2.13	2.12	2.11	2.09
Mg	0.39	0.40	0.36	0.40	0.23	0.27	0.38	0.36	Mg	0.37	0.40	0.39	0.38	0.29	0.35	0.34	0.38
Ca	0.19	0.18	0.17	0.16	0.60	0.53	0.18	0.16	Ca	0.18	0.18	0.17	0.19	0.39	0.19	0.15	0.18
Mn	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.06	0.08	0.09	Mn	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09
Fe	2.04	2.02	2.04	2.04	1.76	1.79	2.03	2.02	Fe	1.97	1.95	1.99	1.96	1.85	2.03	2.09	2.05
Granatzusammensetzung																	
Alman	75.3	75.1	76.7	76.4	66.2	67.6	76.0	76.8	Alman	75.2	73.9	75.1	74.5	70.3	76.3	78.0	75.9
Gross	7.0	6.7	6.4	6.0	22.6	20.0	6.7	6.1	Gross	6.9	6.8	6.4	7.2	14.8	7.1	5.6	6.7
Pyrop	14.4	14.9	13.5	15.0	8.6	10.2	14.2	13.7	Pyrop	14.1	15.2	14.7	14.5	11.0	13.2	12.7	14.1
Spess	3.3	3.3	3.4	2.6	2.6	2.2	3.0	3.4	Spess	3.8	4.2	3.7	3.8	3.8	3.4	3.7	3.3
Die Granate der Analysen E1111-15, E1121-28 und E1151-55 liegen innerhalb eines Feldspatkrystalles.																	
Proben	E1154	E1155															
MgO	3.16	2.46															
Al ₂ O ₃	22.93	22.72															
SiO ₂	39.17	39.49															
CaO	2.05	5.75															
MnO	1.45	1.07															
FeO	31.25	28.51															
Kationen pro 12 O																	
Si	3.07	3.08															
Al	2.12	2.09															
Mg	0.37	0.29															
Ca	0.17	0.48															
Mn	0.09	0.07															
Fe	2.05	1.86															
Granatzusammensetzung																	
Alman	76.5	68.9															
Gross	6.3	17.8															
Pyrop	13.8	10.7															
Spess	3.4	2.6															
Kationen pro 12 O																	
Si	3.08	3.07															
Al	2.11	2.10															
Mg	0.37	0.39															
Ca	0.21	0.28															
Mn	0.18	0.10															
Fe	2.02	2.00															
Granatzusammensetzung																	
Alman	74.5	70.3															
Gross	6.5	7.8															
Pyrop	13.5	14.4															
Spess	6.5	3.7															
Kationen pro 12 O																	
Si	3.10	3.10															
Al	2.10	2.10															
Mg	0.33	0.31															
Ca	0.18	0.18															
Mn	0.08	0.08															
Fe	2.01	2.01															
Granatzusammensetzung																	
Alman	75.0	77.3															
Gross	10.5	6.8															
Pyrop	11.6	12.5															
Spess	3.0	3.4															
Kationen pro 12 O																	
Si	3.10	3.10															
Al	2.10	2.10															
Mg	0.31	0.33															
Ca	0.28	0.18															
Mn	0.08	0.09															
Fe	2.01	2.04															
Granatzusammensetzung																	
Alman	77.1	77.1															
Gross	4.1	4.1															
Pyrop	16.2	14.4															
Spess	2.6	2.7															

Proben	E1215	E1216	E1217	E1218	E1221	E1222	E1223	E1224	Proben	E1312	E1313	E1314	E1315	E1316	E1317	E1318	E1319
MgO	3.29	3.33	3.65	2.54	3.34	3.58	3.34	3.66	MgO	3.32	3.19	3.12	2.96	3.40	3.14	3.78	4.23
Al ₂ O ₃	22.98	22.92	22.61	22.73	22.90	23.02	23.08	23.23	Al ₂ O ₃	22.80	22.91	22.65	22.41	22.74	22.62	22.32	22.64
SiO ₂	39.55	39.89	39.88	40.04	40.10	39.65	39.40	39.83	SiO ₂	39.15	39.44	38.95	39.26	38.99	39.19	38.94	39.41
CaO	1.69	1.64	1.16	6.47	1.61	1.64	1.69	1.47	CaO	3.37	0.50	0.51	1.01	0.61	4.08	1.87	0.33
MnO	0.99	0.92	0.93	0.69	1.61	1.64	1.69	1.47	MnO	0.31	0.34	0.95	1.19	0.77	0.26	0.18	0.08
FeO	31.50	31.30	31.77	27.52	31.05	31.09	31.53	30.85	FeO	31.06	33.62	33.82	33.17	33.41	30.71	32.92	33.32
Kationen pro 12 O																	
Si	3.09	3.11	3.11	3.11	3.12	3.09	3.08	3.10	Si	3.06	3.09	3.07	3.09	3.07	3.07	3.06	3.08
Al	2.12	2.11	2.08	2.08	2.10	2.11	2.13	2.13	Al	2.10	2.12	2.11	2.08	2.11	2.09	2.07	2.09
Mg	0.38	0.39	0.42	0.23	0.39	0.42	0.39	0.43	Mg	0.39	0.37	0.37	0.35	0.40	0.37	0.44	0.49
Ca	0.14	0.14	0.10	0.54	0.14	0.14	0.14	0.12	Ca	0.28	0.04	0.04	0.09	0.05	0.34	0.15	0.03
Mn	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.06	0.06	Mn	0.02	0.02	0.06	0.08	0.05	0.02	0.01	0.01
Fe	2.06	2.04	2.07	1.79	2.02	2.03	2.06	2.01	Fe	2.03	2.20	2.23	2.19	2.20	2.01	2.16	2.18
Granatzusammensetzung																	
Alman	77.7	77.6	78.1	68.6	77.1	76.3	77.7	76.7	Alman	74.6	83.7	82.6	80.8	81.5	73.4	78.3	80.4
Gross	5.3	5.3	3.8	20.7	5.3	5.3	5.3	4.6	Gross	10.3	1.5	1.5	3.3	1.9	12.4	5.4	1.1
Pyrop	14.3	14.8	15.9	8.8	14.9	15.8	14.7	16.4	Pyrop	14.3	14.1	13.7	12.9	14.8	13.5	15.9	18.1
Spess	2.6	2.3	2.3	1.9	2.7	2.6	2.3	2.3	Spess	0.7	0.8	2.2	3.0	1.9	0.7	0.4	0.4
Proben	E1225	E1226	E1227	E1228	E1229	E12210	E12211	E1311	Proben	E1321	E1322	E1323	E1324	E1325	E1331	E1332	E1333
MgO	3.77	3.61	3.62	3.37	3.58	3.63	2.88	3.91	MgO	4.47	3.72	3.74	2.93	2.70	4.19	2.83	3.51
Al ₂ O ₃	22.85	22.84	22.67	22.91	23.15	23.15	23.03	22.87	Al ₂ O ₃	22.98	22.68	22.74	22.85	22.84	22.98	22.56	22.87
SiO ₂	39.75	39.73	39.93	39.33	39.48	39.64	39.79	39.42	SiO ₂	39.06	39.38	39.99	39.09	39.37	39.01	39.32	39.18
CaO	1.49	1.56	1.71	1.64	1.62	1.15	4.73	0.86	CaO	0.45	1.45	0.48	0.35	0.73	0.32	4.55	0.57
MnO	1.10	0.98	1.03	1.09	1.06	0.88	0.75	0.21	MnO	0.23	1.45	0.31	1.17	1.33	0.21	0.30	0.42
FeO	31.05	31.27	31.03	31.66	31.11	31.56	28.8	32.75	FeO	32.82	32.63	33.74	33.61	33.04	33.29	30.40	33.45
Kationen pro 12 O																	
Si	3.10	3.10	3.11	3.08	3.08	3.09	3.09	3.08	Si	3.05	3.08	3.06	3.08	3.09	3.05	3.08	3.07
Al	2.10	2.10	2.08	2.11	2.13	2.13	2.11	2.11	Al	2.12	2.09	2.11	2.12	2.12	2.12	2.08	2.11
Mg	0.44	0.42	0.42	0.39	0.42	0.42	0.33	0.46	Mg	0.52	0.43	0.44	0.34	0.32	0.49	0.33	0.41
Ca	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.10	0.39	0.07	Ca	0.04	0.12	0.04	0.03	0.06	0.03	0.38	0.05
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.01	Mn	0.02	0.01	0.02	0.08	0.09	0.01	0.02	0.03
Fe	2.02	2.04	2.02	2.07	2.03	2.06	2.11	2.14	Fe	2.15	2.14	2.22	2.21	2.17	2.18	1.99	2.20
Granatzusammensetzung																	
Alman	75.9	76.7	76.2	77.5	76.3	78.0	70.8	79.9	Alman	78.8	79.3	81.6	83.1	82.2	80.4	73.2	81.8
Gross	4.9	4.9	5.3	5.2	5.3	3.8	14.8	2.6	Gross	1.5	4.4	1.5	1.1	2.3	1.1	14.0	1.9
Pyrop	16.5	15.8	15.9	14.6	15.8	15.9	12.5	17.2	Pyrop	19.0	15.9	16.2	12.8	12.1	18.1	12.1	15.2
Spess	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.3	1.9	0.4	Spess	0.7	0.4	0.7	3.0	3.4	0.4	0.7	1.1

Proben	E1334	E1335	E111	E112	E113	E114	E115	E116	Proben	E125	E211	E212	E213	E214	E215	E216	E221
MgO	3.03	2.85	5.08	4.27	3.52	2.40	2.53	1.77	MgO	1.86	3.61	3.84	3.71	3.74	3.37	3.55	3.68
Al ₂ O ₃	22.77	22.43	22.86	22.61	22.46	22.60	22.59	22.39	Al ₂ O ₃	22.75	22.56	22.92	23.07	22.97	22.74	22.73	23.12
SiO ₂	39.01	39.36	39.87	39.72	39.28	39.51	38.40	39.65	SiO ₂	39.48	39.96	39.72	39.62	39.46	39.59	39.66	39.63
CaO	0.57	0.53	0.43	0.56	1.24	0.57	1.59	2.06	CaO	1.95	2.41	2.67	2.36	2.56	2.62	2.41	2.15
MnO	0.41	0.68	0.03	0.09	0.29	0.39	1.32	2.88	MnO	2.05	0.81	0.67	0.79	0.83	0.68	0.72	0.81
FeO	34.22	34.15	31.68	32.74	33.21	33.54	33.58	31.25	FeO	31.91	30.65	30.09	30.46	30.44	30.99	30.93	30.61
Kationen pro 12 O																	
Si	3.07	3.10	3.09	3.10	3.09	3.10	3.04	3.12	Si	3.11	3.11	3.09	3.08	3.07	3.09	3.09	3.08
Al	2.11	2.08	2.09	2.08	2.08	2.09	2.11	2.08	Al	2.11	2.07	2.10	2.12	2.11	2.09	2.09	2.12
Mg	0.36	0.34	0.59	0.50	0.41	0.40	0.30	0.21	Mg	0.22	0.42	0.44	0.43	0.44	0.39	0.41	0.43
Ca	0.05	0.04	0.04	0.05	0.11	0.05	0.14	0.17	Ca	0.16	0.20	0.22	0.20	0.21	0.22	0.20	0.18
Mn	0.03	0.05	0.01	0.01	0.02	0.03	0.09	0.19	Mn	0.14	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Fe	2.25	2.25	2.05	2.14	2.18	2.20	2.23	2.06	Fe	2.10	2.00	1.96	1.98	1.98	2.02	2.02	2.00
Granatzusammensetzung																	
Alman	83.6	83.9	76.2	79.2	80.2	82.1	80.8	78.3	Alman	80.2	74.9	73.4	74.4	73.9	75.4	75.4	75.2
Gross	1.9	1.5	1.5	1.9	4.0	1.9	5.1	6.5	Gross	6.1	7.5	8.2	7.5	7.8	8.2	7.5	6.8
Pyrop	13.4	12.7	21.9	18.5	15.1	14.9	10.9	8.0	Pyrop	8.4	15.7	16.5	16.2	16.4	14.6	15.3	13.2
Spess	1.1	1.9	0.4	0.4	0.7	1.1	3.3	7.2	Spess	5.3	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Proben	E117	E118	E119	E1110	E121	E122	E123	E124	Proben	E222	E223	E224	E225	E226	E231	E232	E233
MgO	1.79	1.95	3.98	4.91	4.82	3.80	3.54	2.12	MgO	3.84	3.80	3.65	3.66	3.61	3.41	3.67	3.87
Al ₂ O ₃	22.45	22.30	22.95	22.58	22.89	23.05	23.20	22.59	Al ₂ O ₃	23.02	22.57	22.82	22.96	23.16	22.99	22.70	22.75
SiO ₂	39.38	39.48	39.47	39.16	39.97	39.96	39.74	39.79	SiO ₂	39.73	39.80	39.74	40.02	39.78	39.53	39.82	39.86
CaO	2.19	2.04	0.30	0.41	0.33	0.80	0.53	2.02	CaO	2.80	2.76	2.79	2.71	2.84	2.56	2.49	2.21
MnO	2.48	1.84	0.13	0.10	--	0.21	0.18	1.53	MnO	0.87	0.78	0.76	0.83	0.80	0.81	0.75	0.79
FeO	31.71	32.38	33.17	32.83	31.95	32.18	32.81	31.95	FeO	29.74	30.29	30.24	29.82	29.81	30.40	30.58	30.53
Kationen pro 12 O																	
Si	3.11	3.11	3.08	3.06	3.10	3.11	3.10	3.12	Si	3.09	3.10	3.09	3.11	3.08	3.08	3.10	3.10
Al	2.09	2.07	2.11	2.08	2.09	2.11	2.13	2.09	Al	2.11	2.07	2.09	2.10	2.12	2.11	2.08	2.09
Mg	0.21	0.23	0.46	0.57	0.56	0.44	0.41	0.25	Mg	0.45	0.44	0.42	0.43	0.42	0.43	0.42	0.45
Ca	0.18	0.17	0.03	0.03	0.03	0.07	0.04	0.17	Ca	0.23	0.23	0.23	0.22	0.24	0.21	0.21	0.18
Mn	0.17	0.12	0.01	0.01	--	0.01	0.01	0.10	Mn	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
Fe	2.09	2.14	2.17	2.15	2.07	2.09	2.14	2.10	Fe	1.93	1.97	1.97	1.94	1.94	1.98	1.99	1.99
Granatzusammensetzung																	
Alman	78.9	80.5	81.3	77.9	77.8	80.1	82.3	80.2	Alman	72.3	73.2	73.8	73.2	73.3	74.2	74.5	74.5
Gross	6.8	6.4	1.1	1.1	1.2	2.7	1.5	6.5	Gross	8.6	8.6	8.6	8.3	9.1	7.9	7.9	6.7
Pyrop	7.9	8.6	17.2	20.6	21.0	16.8	15.8	9.5	Pyrop	18.9	16.4	15.7	16.2	15.9	16.1	15.7	16.9
Spess	6.4	4.5	0.4	0.4	--	0.4	0.4	3.8	Spess	2.2	1.8	1.9	2.3	1.9	1.9	1.9	1.9

Proben	E234	E235	E511	E512	E515	E521	E522	E711	Proben	L421	L911	L912	L913	L914	L915	L916	L917	
MgO	3.65	3.60	1.11	1.23	1.69	2.06	1.36	2.01	MgO	1.94	1.77	1.36	0.66	0.67	0.79	1.06	0.87	
Al ₂ O ₃	22.56	22.80	22.60	22.94	22.71	23.17	22.67	22.74	Al ₂ O ₃	22.48	22.66	21.92	21.50	22.10	21.90	21.65	22.10	
SiO ₂	39.75	39.75	39.88	39.97	39.90	39.81	39.98	39.49	SiO ₂	40.19	39.30	39.88	40.51	39.54	39.99	39.69	40.22	
CaO	2.43	2.70	5.26	4.50	5.22	3.45	5.36	1.94	CaO	4.94	3.76	4.35	6.53	6.89	6.87	6.54	6.60	
MnO	0.89	0.83	1.65	1.30	1.31	2.94	2.44	0.18	MnO	0.38	0.15	1.32	4.36	4.67	4.94	4.91	4.19	
FeO	30.72	30.27	29.51	30.06	29.17	28.56	28.19	33.64	FeO	30.07	32.36	31.17	26.45	26.15	25.51	26.14	26.02	
Kationen pro 12 O																		
Si	3.10	3.09	3.13	3.13	3.12	3.11	3.13	3.11	Si	3.14	3.09	3.14	3.18	3.11	3.14	3.13	3.15	
Al	2.07	2.09	2.11	2.11	2.09	2.11	2.09	2.11	Al	2.07	2.10	2.03	1.99	2.05	2.03	2.01	2.04	
Mg	0.43	0.43	0.13	0.14	0.20	0.24	0.16	0.24	Mg	0.23	0.21	0.16	0.08	0.08	0.09	0.13	0.10	
Ca	0.20	0.22	0.44	0.38	0.44	0.29	0.45	0.16	Ca	0.41	0.32	0.37	0.55	0.58	0.58	0.55	0.55	
Mn	0.06	0.05	0.11	0.09	0.09	0.19	0.16	0.01	Mn	0.03	0.01	0.09	0.29	0.31	0.33	0.33	0.28	
Fe	2.00	1.97	1.94	1.97	1.91	1.86	1.84	2.21	Fe	1.96	2.13	2.05	1.74	1.72	1.68	1.72	1.70	
Granatzusammensetzung																		
Alman	74.3	73.8	74.0	76.4	72.3	72.1	70.5	84.4	Alman	74.5	79.8	76.8	65.4	63.9	62.7	63.0	64.6	
Gross	7.4	8.2	16.8	14.7	16.7	11.2	17.2	6.1	Gross	15.6	12.0	13.9	20.7	21.6	21.6	20.1	20.9	
Pyrop	16.0	16.1	5.0	5.4	7.6	9.3	6.1	9.2	Pyrop	8.8	7.9	6.0	3.0	3.0	3.4	4.8	3.8	
Spess	2.2	1.9	4.2	3.5	3.4	7.4	6.1	0.4	Spess	1.1	0.4	3.4	10.9	11.5	12.3	12.1	10.6	
Kationen pro 12 O																		
Si	3.12	3.11	3.11	3.13	3.11	3.12	3.08	3.12	Si	3.12	3.17	3.12	3.12	3.14	3.13	3.11	3.11	
Al	2.10	2.10	2.8	2.08	2.07	2.05	2.09	2.07	Al	2.07	2.06	2.08	2.06	2.06	2.06	2.09	2.09	
Mg	0.18	0.18	0.14	0.11	0.19	0.20	0.22	0.22	Mg	0.07	0.20	0.18	0.18	0.14	0.16	0.20	0.20	
Ca	0.18	0.19	0.35	0.34	0.17	0.20	0.19	0.17	Ca	0.53	0.32	0.35	0.41	0.37	0.36	0.31	0.31	
Mn	0.01	0.05	0.26	0.26	0.58	0.58	0.52	0.42	Mn	0.27	0.01	0.04	0.16	0.11	0.05	0.01	0.01	
Fe	2.23	2.22	1.90	1.91	1.73	1.71	1.78	1.84	Fe	1.78	2.05	2.08	1.93	2.02	2.08	2.13	2.13	
Granatzusammensetzung																		
Alman	85.8	84.1	71.7	72.9	64.8	63.6	65.7	69.4	Alman	67.2	79.5	78.5	72.0	76.5	78.5	80.4	80.4	
Gross	6.9	7.2	13.2	13.0	6.4	7.4	7.0	6.4	Gross	20.0	12.4	13.2	15.3	14.0	13.6	11.7	11.7	
Pyrop	6.9	6.8	5.3	4.2	7.1	7.4	8.1	8.3	Pyrop	2.6	7.8	6.8	6.7	4.2	6.0	7.5	7.5	
Spess	0.4	1.9	9.8	9.9	21.7	21.6	19.2	15.9	Spess	10.2	0.4	1.5	6.0	4.2	1.9	0.4	0.4	

Proben	L928	H411	H412	H413	H415	H416	H421	H422
MgO	1.87	1.66	1.60	1.57	1.47	1.65	1.80	1.21
Al ₂ O ₃	22.39	22.91	21.03	22.99	22.76	22.50	22.82	22.48
SiO ₂	39.91	40.59	44.79	40.71	39.89	40.54	40.57	39.51
CaO	3.48	7.72	7.78	8.59	8.29	8.57	8.83	8.85
MnO	0.82	0.61	1.05	1.73	1.79	1.49	1.44	1.36
FeO	31.54	26.51	23.75	24.40	25.80	25.26	24.55	26.59
Kationen pro 12 O								
Si	3.13	3.14	3.40	3.14	3.10	3.14	3.13	3.09
Al	2.07	2.09	1.88	2.09	2.09	2.05	2.08	2.07
Mg	0.22	0.19	0.18	0.18	0.17	0.19	0.21	0.14
Ca	0.29	0.64	0.63	0.71	0.69	0.71	0.73	0.74
Mn	0.06	0.04	0.07	0.09	0.12	0.10	0.09	0.09
Fe	2.07	1.72	1.51	1.58	1.68	1.64	1.59	1.74
Granatzusammensetzung								
Alman	78.4	66.4	63.2	61.7	63.2	62.1	60.7	64.2
Gross	11.0	24.7	26.4	27.7	25.9	26.9	27.9	27.3
Pyrop	8.3	7.3	7.5	7.0	6.4	7.2	8.0	5.2
Spess	2.3	1.5	2.9	3.5	4.5	3.8	3.4	3.3
Proben	H423	H424	H425	H433	H434	H435	H436	H437
MgO	1.03	0.80	1.73	1.91	1.37	1.44	1.99	2.17
Al ₂ O ₃	22.54	21.92	22.89	22.72	22.92	22.84	22.92	23.17
SiO ₂	40.21	39.62	40.06	40.18	39.97	40.06	39.84	39.94
CaO	8.64	9.62	8.41	8.35	8.16	7.98	8.18	8.44
MnO	4.06	4.13	1.18	0.80	1.22	1.28	1.24	1.16
FeO	23.53	22.59	25.73	26.04	26.37	26.41	25.84	25.11
Kationen pro 12 O								
Si	3.13	3.11	3.11	3.12	3.11	3.11	3.09	3.09
Al	2.07	2.12	2.09	2.08	2.10	2.09	2.10	2.11
Mg	0.12	0.09	0.20	0.22	0.16	0.17	0.23	0.25
Ca	0.72	0.81	0.70	0.70	0.68	0.67	0.68	0.70
Mn	0.27	0.27	0.08	0.05	0.08	0.08	0.08	0.08
Fe	1.53	1.48	1.67	1.69	1.71	1.72	1.68	1.62
Granatzusammensetzung								
Alman	58.0	55.8	63.0	63.5	65.0	65.2	62.9	61.1
Gross	27.3	30.6	26.4	26.3	25.9	25.4	25.5	26.4
Pyrop	4.5	3.4	7.5	8.3	6.1	6.4	8.6	9.4
Spess	10.2	10.2	3.0	1.9	3.0	3.0	3.0	3.0

VI. Amphibol-Analysen

Probe	M1711	M1712	M1713	M1714	M1715	M1716	M1721
Na ₂ O	0.40	0.35	0.57	0.39	0.68	--	0.55
MgO	16.14	17.42	16.93	24.34	16.96	14.98	16.97
Al ₂ O ₃	6.21	4.55	5.88	12.79	5.63	7.33	4.60
SiO ₂	52.97	56.47	55.45	49.10	55.34	52.74	57.80
CaO	14.92	12.17	11.74	1.59	11.74	15.42	10.93
FeO	9.36	9.05	9.43	11.79	9.65	9.47	8.56
K ₂ O	--	--	--	--	--	--	--
TiO ₂	--	--	--	--	--	0.07	0.59
T:Si	7.53	7.74	7.04	6.90	6.72	7.34	7.41
Al	0.47	0.26	0.96	1.10	1.28	0.66	0.59
C:Al	0.49	0.48	--	1.00	--	0.57	0.08
Mg	3.42	3.56	3.53	3.62	3.79	3.27	3.84
Ti,Fe	1.08	0.97	1.47	--	1.21	1.10	1.08
B:Fe	--	0.08	--	1.43	--	--	--
Ca	1.95	1.83	1.93	0.28	1.98	2.0	1.84
K,Na	0.05	0.09	0.07	0.28	0.02	--	0.16
A:Na	0.06	--	--	--	0.16	--	--
	Aktinolith	Mg-Hbl. Ged./Cum.		Mg-Hbl.	Akt.Hbl.	Aktino.	Cum.
Probe	M1722	M1723	M1731	M1732	H1031	H1032	H1033
Na ₂ O	1.07	0.44	1.20	0.26	1.55	1.37	1.36
MgO	14.10	17.80	14.02	17.01	8.36	8.94	7.76
Al ₂ O ₃	10.50	4.74	10.44	5.34	17.30	16.49	18.37
SiO ₂	49.58	56.52	51.62	56.40	44.97	45.37	44.33
CaO	11.13	11.60	10.76	11.80	10.01	10.54	10.34
FeO	11.17	8.90	11.67	9.19	17.33	17.09	17.11
K ₂ O	0.37	--	0.19	--	0.36	--	0.59
TiO ₂	2.07	--	0.09	--	0.12	0.20	0.14
T:Si	6.94	7.73	6.60	6.95	5.92	5.82	6.37
Al	1.06	0.27	1.40	1.05	2.08	2.18	1.63
C:Al	0.67	0.49	0.13	0.01	0.69	0.37	1.48
Mg	2.94	3.63	3.32	3.84	1.99	2.22	1.66
Ti,Fe	1.39	0.88	1.55	1.15	2.31	2.40	1.86
B:Fe	0.14	0.14	--	--	--	--	0.22
Ca	1.67	1.74	1.64	1.92	1.54	1.62	1.59
K,Na	0.19	0.11	0.36	0.08	0.46	0.38	0.19
A:Na	0.16	--	--	--	0.07	--	0.30
	Mg-Hbl.	Aktino.	Mg-Hbl.	Mg-Hbl.	Tscher.	Tscher.	Tscher.Hbl.
Probe	H1041	H1042	H1043	88171	88173		
Na ₂ O	1.74	0.97	1.37	0.49	0.61		
MgO	7.76	7.25	8.74	18.12	26.81		
Al ₂ O ₃	17.14	15.90	16.00	4.37	22.25		
SiO ₂	44.46	50.09	45.93	57.31	35.06		
CaO	9.94	8.52	10.05	9.99	0.52		
FeO	18.28	16.57	16.86	9.35	14.34		
K ₂ O	0.48	0.37	0.48	0.16	0.42		
TiO ₂	0.19	--	0.19	--	--		
T:Si	5.56	6.12	6.59	7.56	6.17		
Al	2.44	1.88	1.41	0.44	1.83		
C:Al	0.06	0.45	1.30	0.57	1.57		
Mg	2.11	1.79	1.87	3.52	3.03		
Ti,Fe	2.82	2.75	1.83	0.91	0.40		
B:Fe	--	--	0.26	0.25	1.76		
Ca	1.54	1.59	1.55	1.58	0.08		
K,Na	0.46	0.41	0.19	0.17	0.16		
A:Na	0.03	--	0.28	0.03	0.03		
	Tscher.	Tscher.	Mg-Hbl.	Mg-Hbl.Ged./Cum..			

Zur Geologie und Geochemie von Metavulkaniten der Murauer Decke am Nordhang des Kreuzecks (Teufenbach-Scheifling, Steiermark)

Von THOMAS ERTEL & JÖRG LOESCHKE*)

Mit 7 Abbildungen und 2 Tabellen

*Steiermark
Murauer Decke
Metavulkanite
Stratigraphie
Petrographie
Geochemie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 160*

Inhalt

Zusammenfassung	647
Abstract	647
1. Einleitung	649
2. Stratigraphie	651
3. Petrographie	651
3.1. Teufenbach-Serie	651
3.1.1. Grünsteine (Prasinite)	651
3.1.2. Albitfelse	651
3.2. Steinberg-Serie	652
3.2.1. Metadiabase	652
3.2.2. Grünschiefer	652
3.2.3. Phyllite	652
4. Metamorphose und Deformation	653
4.1. Glimmerschieferserie	653
4.2. Neumarkter Serie	653
5. Geochemie	653
6. Vergleiche mit der Phyllitgruppe der südlichen Saualpe	655
Dank	656
Literatur	656

Zusammenfassung

Die untere Gurktaler Decke (Murauer Decke) südlich von Teufenbach/Scheifling (Steiermark) besteht aus verschiedenen Metavulkaniten (Grünsteine und Albit-Felse der Teufenbach-Serie, Metadiabase und Grünschiefer der Steinberg-Serie). Diese Metavulkanite liegen unter den devonischen Karbonaten des Adelsberges und gehören somit wahrscheinlich in das Ober-Ordoviz/Silur. Geochemische Analysen zeigen, daß es sich hierbei um metamorph überprägte Alkali-Basalte und deren intermediäre Differentiate (Trachyandesite, Trachyte) handelt, die im Intraplatten-Bereich (passiver Kontinentrand, kontinentale Grabenbrüche) gefördert worden sind. Sie haben Ähnlichkeiten mit Metavulkaniten der Phyllit-Gruppe der südlichen Saualpe und zeigen Dehnungsprozesse während des Ober-Ordoviz/Silurs in den Ostalpen an.

On the Geology and Geochemistry of Metavolcanic Rocks of the Murau Nappe (Kreuzeck, Teufenbach-Scheifling/Steiermark, Austria)

Abstract

South of Teufenbach/Scheifling (Styria) the lower Gurktal Nappe (Murau Nappe) consists of various metavolcanic rock types (greenstones and albitites of the Teufenbach Series, metadiabases and greenschists of the Steinberg Series). These metavolcanic rocks lie below the Devonian carbonates of the Adelsberg and are probably of upper Ordovician/Silurian age. Geochemical analyses reveal that they are metamorphosed alkali-basalts and their differentiation products (trachyandesites, trachytes) which erupted in an intraplate environment (passive continental margin, continental rifts). They are similar to metavolcanic rocks of the Phyllite Group of the southern Saualpe and indicate rifting processes in the Eastern Alps during upper Ordovician/Silurian time.

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. THOMAS ERTEL, Univ.-Prof. Dr. JÖRG LOESCHKE, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-74 Tübingen.

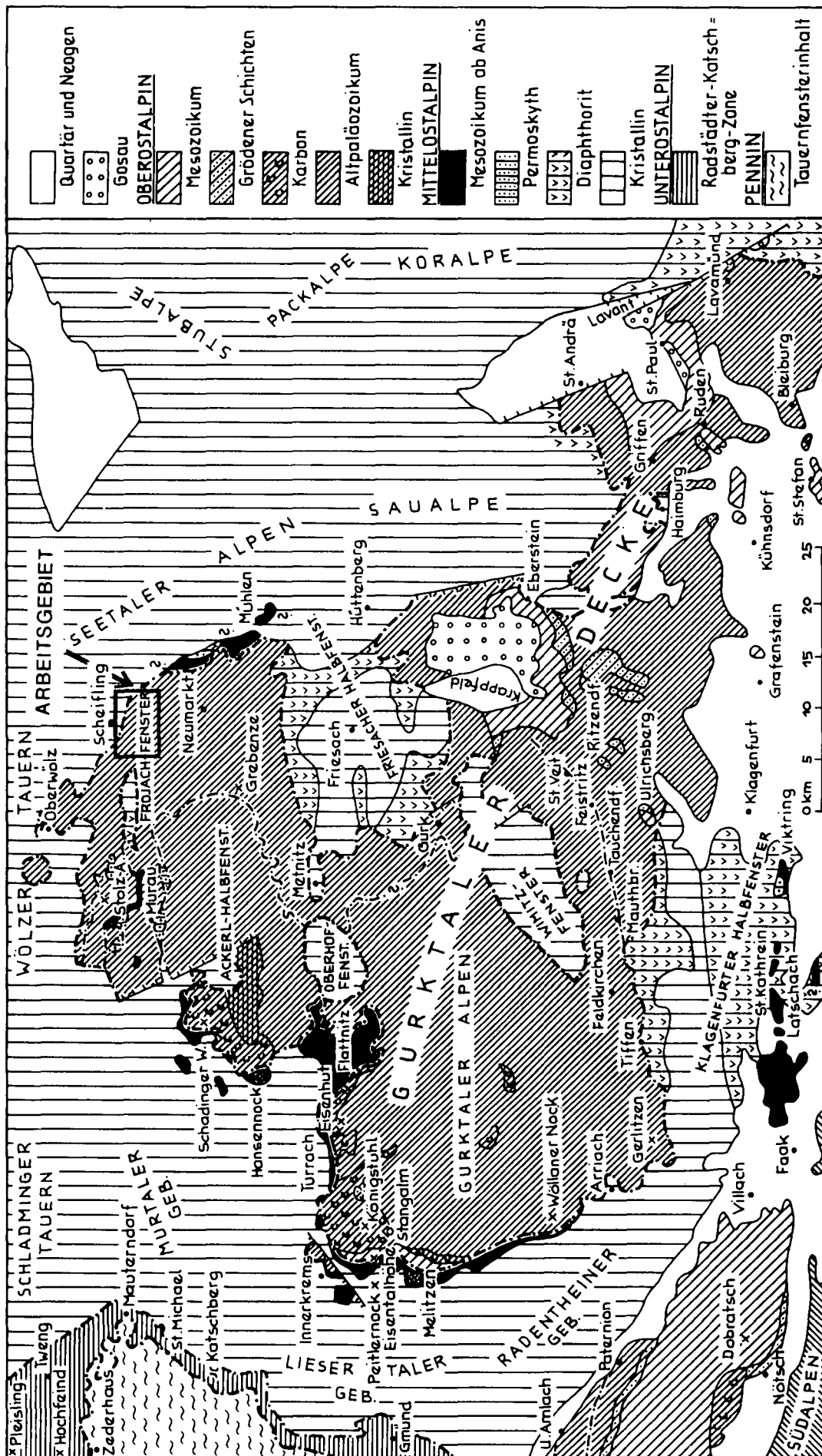


Abb. 1. Vereinfachte geologische Übersichtskarte der Gurktaler Decke und ihrer Umgebung nach Tollmann (1977), die die Lage des Untersuchungsgebietes zeigt.

1. Einleitung

Im Rahmen der Neu-Untersuchungen von paläozoischen Metavulkaniten der Ostalpen (GIESE, 1988; LOESCHKE, 1988; LOESCHKE, 1989a,b; SCHNEPF, 1989; LOESCHKE et al., 1990; KERNER & LOESCHKE, 1991) wurden Gesteine schwachmetamorpher Bereiche der Gurktaler Decke und der Norischen Decke bearbeitet, deren stratigraphische Stellung entweder bekannt war oder einigermaßen sicher abgeschätzt werden konnte. Es stellte sich dabei heraus, daß mit Ausnahme des Blasseneck-Porphyrroids, der eine rhyolithische bis dazitische Zusammensetzung besitzt und wahrscheinlich auf ein post-kollisionales anatektisches Ereignis zurückzuführen ist, die meisten anderen Metavulkanite eine alkali-basaltische Zusammensetzung haben. Die Förderung dieser Alkali-Basalte läßt auf ein vom Ober-Ordovizium bis zum Devon reichendes Dehnungsregime in den Ostalpen schließen, das mit der Ausbildung von absinkenden Trögen an passiven Kontinenträndern oder in intrakontinentalen Rift-Bereichen einhergeht.

Die in dieser Arbeit vorgelegten Untersuchungen in der Gurktaler Decke wurden durchgeführt, da dort über Glimmerschiefern, Granatamphiboliten und Pegmatiten des mittelostalpinen Kristallins ein relativ großer Bereich bisher geochemisch unbearbeiteter basischer und intermediärer Metavulkanite auftritt, deren Charakterisierung das bisher erarbeitete Bild ergänzen sollte.

Das Untersuchungsgebiet liegt südlich des Murtales zwischen Teufenbach und Scheifling in Steiermark (Abb. 1 und 2). Bisherige Arbeiten erfaßten die Petrographie und die Lagerungsverhältnisse der Gesteine sowie die stratigraphische Einstufung der dort vorkommenden Karbonate des Adelsberges (THURNER, 1970; THURNER & VAN HUSEN, 1978; NEUBAUER, 1979; THURNER et al., 1980; von GOSEN, 1982; von GOSEN et al., 1985). Diese Untersuchungen sollen hiermit durch geochemische Daten ergänzt werden. Die Gesteine gehören zum tieferen und stärker metamorphen Teil der Gurktaler Decke (= Murauer Decke) und zur Neumarkter Serie im Sinne von GOSEN's (1982).

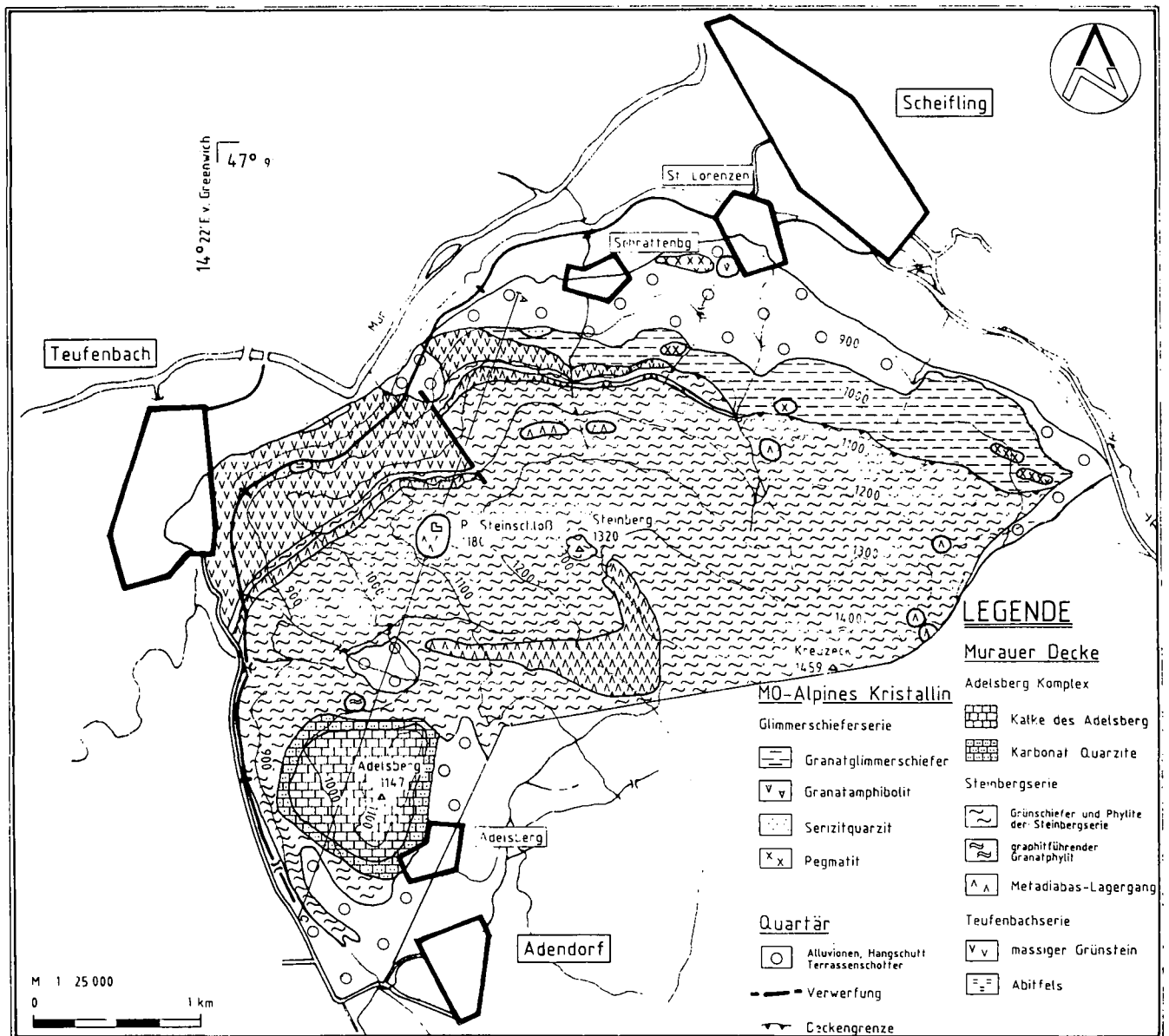


Abb. 2. Geologische Karte des Gebietes zwischen Teufenbach und Scheifling (Steiermark) nach ERTEL (1988).

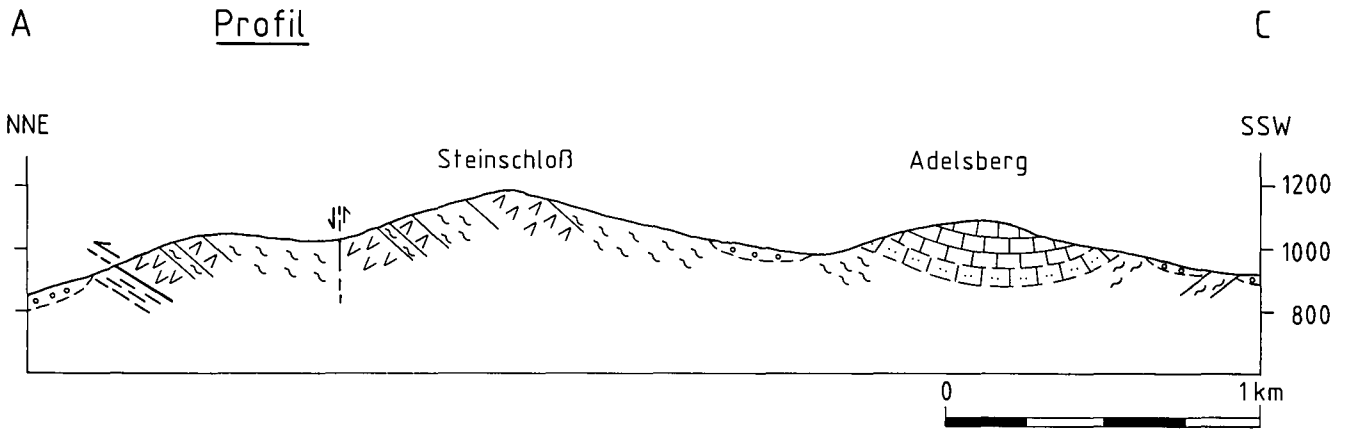


Abb. 3. Geologisches Profil durch die Murauer Decke südlich des Murtales bei Teufenbach/Scheifling (Steiermark) nach ERTEL (1988).

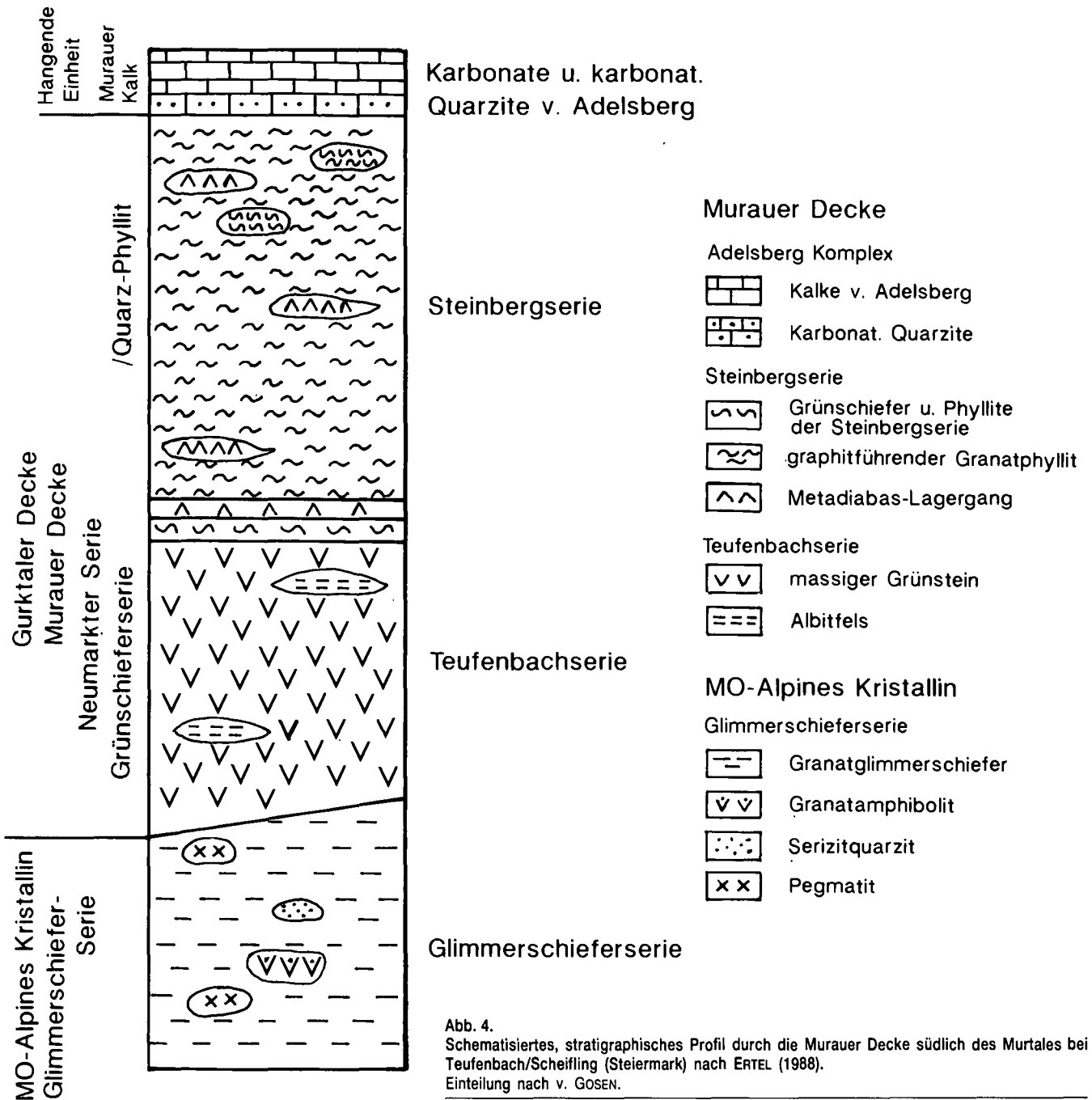


Abb. 4. Schematisiertes, stratigraphisches Profil durch die Murauer Decke südlich des Murtales bei Teufenbach/Scheifling (Steiermark) nach ERTEL (1988). Einteilung nach v. GOSEN.

2. Stratigraphie

Abb. 2 zeigt die geologische Karte des Untersuchungsgebietes, Abb. 3 das dazugehörige tektonische Profil und Abb. 4 ein versuchsweise aufgestelltes stratigraphisches Profil. Wie aus diesen Abbildungen zu ersehen ist, können die Gesteine nördlich des Kreuzecks und im Bereich Steinschloß in zwei Serien untergliedert werden. Eine untere Serie, die aus massigen Grünsteinen (Prasiniten) und untergeordnet aus Albit-Felsen besteht, wird als Teufenbach-Serie bezeichnet, und eine obere Serie, die aus Phylliten, Meta-Diabas-Lagergängen und Grünschiefern besteht, wird als Steinberg-Serie bezeichnet. Angaben über die stratigraphischen Mächtigkeiten dieser Serien können wegen einer starken isoklinalen Verfaltung nicht gemacht werden. Beide Serien liegen in einer Mulde unter den unterdevonischen Karbonaten des Adelsberges. Der Kontakt zwischen den Karbonaten des Adelsberges und den Grünschiefern und Phylliten der Steinberg-Serie wird von uns als stratigraphisch angesehen, weil es für eine tektonische Grenze im Sinne einer weitreichenden Überschiebung an dieser Stelle keine Anhaltspunkte gibt. Die Metavulkanite der Teufenbach- und Steinberg-Serie werden demnach als prädevonisch angesehen und gehören somit wahrscheinlich in den Zeitbereich Ordoviz/Silur. Unter der Teufenbach- bzw. der Steinberg-Serie liegt das mittelostalpine Kristallin. Die Basis-Überschiebung der Murauer Decke schneidet dabei die beiden genannten Serien schräg ab (Abb. 2). Eine Übergangs-Serie, die zwischen dem mittelostalpinen Kristallin und den darüberliegenden Grünsteinen der Teufenbach-Serie bzw. den Grünschiefern und Phylliten der Steinberg-Serie liegen soll (von GOSEN, 1982), wurde von uns nicht beobachtet und als solche auch nicht kartiert.

3. Petrographie

Da die mineralogische Zusammensetzung der Metavulkanite dieses Gebietes bisher recht kurz abgehandelt wurde (TURNER et al., 1980), erfolgt hier eine etwas eingehendere Beschreibung.

3.1. Teufenbach-Serie

Die Teufenbach-Serie besteht ganz überwiegend aus massigen Grünsteinen. Hinzu kommen an einigen Stellen bis zu 40 cm dicke, helle Bänder von Albitfelsen. Gute Aufschlüsse liegen an der Bahnlinie nach Scheifling und an der Straße südlich Teufenbach.

3.1.1 Grünsteine (Prasinite)

Die Grünsteine sind massig, selten leicht geschiefert. Ihre Farbe reicht von dunkelgrün bis dunkelgrau. In den Grünsteinen sind mesoskopisch meist keine Minerale erkennbar. Lediglich direkt über der Basis-Überschiebung der Murauer Decke sind in geschieferten Varietäten Hornblendestengel und Biotitblättchen mit freiem Auge sichtbar.

Mineralbestand

Hauptgemengteile: Albit, barroisitische Hornblende, Chlorit, Biotit, Epidot.

Nebengemengteile: Calcit, aktinolithische Hornblende, Serizit in Plagioklas - Einsprenglingen.

Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit, Leukoxen, Erz.

Das nematoblastische Gefüge der massigen Grünsteine wird durch eine schwache Hauptschieferung leicht geregelt. Gelegentlich ist eine zweite Krenulations-Schieferung zu erkennen, die die erste Schieferung im rechten Winkel schneidet.

Albit liegt in Form kleiner unregelmäßiger Körner vor. Bisweilen treten auch bis zu 0,7 mm große Reste von Albit-Einsprenglingen in den feinkörnigen Gesteinen auf. Die Albite in der Grundmasse sind generell frisch. Die Einsprenglinge sind schwach serizitisiert. Verzwillingung kommt vor. Meist sind die Plagioklase jedoch unverzwilligt.

Barroisitische Hornblenden erreichen Größen von 0,8 mm. Aktinolithische Hornblenden durchspießen in Form feiner Nadelchen die Albite. Es treten demnach 2 Hornblende-Generationen auf. Insbesondere die intensiv blau gefärbten barroisitischen Hornblenden zeigen oftmals randliche Umwandlungen zu Biotit und Chlorit, außerdem führen sie Epidot-Einschlüsse. Gut ausgeprägt sind diese Umwandlungen an den Knickstellen der geknickten Minerale. Daher sind die Umwandlungsminerale syndeformativ gesproßt.

Epidot liegt meist in Form xenomorpher Körner vor. Der inverse Zonarbau mit Fe-reichem Kern und Fe-ärmer Randzone könnte nach RAITH (1976) als Zeichen progressiven Metamorphoseverlaufes während der Epidotbildung gedeutet werden. Die Vergesellschaftung von Epidot mit Leukoxen und Titanit-Körnchen legt den Schluß nahe, daß sich Epidot auf Kosten mafischer Primär-Minerale gebildet hat, deren Ti-Gehalt nicht in Epidot eingebaut werden konnte.

Mineralbestand und chemische Zusammensetzung (Kap. 5) weisen auf vulkanogenes Ausgangsmaterial hin. Da jedoch bis auf wenige Plagioklas-Einsprenglinge sämtliche primär-magmatischen Gefüge durch die Metamorphose ausgelöscht wurden, kann nicht geklärt werden, ob es sich um ehemalige Laven oder Tuffe handelt. Hinweise auf epiklastische Beimengungen fehlen.

3.1.2. Albitfelse

Die Albitfelse sind helle bis graue, dichte, plattig spaltende Gesteine, die leicht grünlich glänzende Schieferungsflächen aufweisen. Im Querbruch erkennt man eine feine Lamination, die durch eine lagige Anordnung von Erzkörnchen und Feldspat-Einsprenglingen hervorgerufen wird.

Mineralbestand

Hauptgemengteile: Albit, Erz.

Nebengemengteile: Biotit, Serizit, Chlorit, Calcit, Quarz, Epidot. Akzessorien: Titanit, Zirkon, Apatit.

Das Gefüge ist granoblastisch, enthält aber Lagen von Albit-Einsprenglingen und Erzkörnchen. Albit, aus dem dieses Gestein zu etwa 75 % besteht, kommt in Form von maximal 0,1 mm großen Körnern in der Grundmasse und bis zu 0,8 mm großen Einsprenglingen vor. Die meist unverzwilligten Albite der Grundmasse sind stets klar. Im Gegensatz dazu zeichnen Viellingsstreifung und Einschlüsse von Kalzit und Serizit die Einsprenglinge aus, die metastabile, primär-magmatische Relikte darstellen. Karbonatbutzen in den Albit-Einsprenglingen repräsentieren die bei der Albitisierung frei gewordene An-Komponente der Plagiokla-

se. Das mikroskopische Erscheinungsbild und die chemische Zusammensetzung (Kap. 5) lassen darauf schließen, daß es sich hierbei um Meta-Trachyte bis Meta-Trachyandesite handelt.

3.2. Steinberg-Serie

Die Steinberg-Serie besteht im Unterschied zur Teufenbach-Serie überwiegend aus Phylliten und Grünschiefern, in die einige Metadiabas-Lagergänge eingeschaltet sind.

3.2.1. Metadiabase

Die Metadiabase bilden 1 bis 10er m mächtige Lagergänge, die entweder massig oder schiefrig ausgebildet sind. Diese beiden Variationen unterscheiden sich petrographisch und geochemisch deutlich voneinander. Die Bezeichnung „Metadiabas“ wird der international üblichen Bezeichnung „Metadolerit“ hier vorgezogen, weil sie ein in Mittel-Europa durchaus gängiger Begriff ist.

Die massigen Metadiabase sind kräftig grün gefärbt und zeigen hellgrüne bis gelbliche Epidotbutzen. Nur dm-dicke Randpartien dieser Lagergänge sind geschiefert. Besonders in den liegenden Anteilen lassen sich mit freiem Auge Feldspat tafeln und größere Erzkristalle erkennen.

Mineralbestand

Hauptgemengteile: Plagioklas, Chlorit, Epidot.
Nebengemengteile: Kalzit, Leukoxen, Ilmenit, Titanomagnetit.
Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit.

Die Gesteine zeigen Reste eines intersertalen Gefüges, das metamorph überprägt worden ist. Vom Liegenden zum Hangenden nimmt im Lagergang bei der Ruine Steinschloß (Abb. 2) die Korngröße der Plagioklase ab. Auch der Gehalt an Erz geht leicht zurück. Die Plagioklase erreichen Korngrößen bis zu 1,5 mm. Sie sind stark saussuritisiert. Mineralgemenge aus Chlorit und Epidot könnten ehemalige Glasanteile oder tektonisch deformierte Pseudomorphosen nach Pyroxen darstellen.

Die geschieferten Metadiabase haben ebenfalls eine grüne Farbe und fallen durch bis zu 3 mm große Plagioklas-Einsprenglinge auf. Sie zeigen ein gut entwickeltes S-Flächengefüge.

Mineralbestand

Hauptgemengteile: Plagioklas, Chlorit.
Nebengemengteile: Epidot, Biotit, Kalzit, etwas Quarz und Hellglimmer.
Akzessorien: Apatit, Zirkon, Leukoxen, Erz.

Die Anordnung der Minerale läßt auf ein deformiertes, ehemals porphyrisches Gefüge schließen, wobei die Grundmasse völlig rekristallisiert ist. Plagioklas liegt in zwei Generationen vor. Einerseits liegt Plagioklas in Form von Einsprenglingen vor, die durch Serizit-, Chlorit- und Kalzit-Einschlüsse getrübt sind. Auch vom Rand her und entlang von Rissen werden diese Einsprenglinge von derartigen Umwandlungen angegriffen. Gebogene und kataklastisch geknickte Exemplare kommen vor. An den Knickstellen und an tektonisch stark beanspruchten Bereichen der Kornränder der Plagioklase ist eine beginnende Rekristallisation zu beobachten. Hierfür gibt VOLL (1983a,b) eine Temperatur von ca. 500°C an. Er räumt jedoch ein, daß derartige Erscheinungen in seltenen Fällen auch schon bei 400°C auftreten können. Die zweite Plagioklas-Genera-

tion bildet zusammen mit Chlorit die Grundmasse. Da diese Plagioklase durchwegs frisch und meist unverzwilligt sind, unterscheiden sie sich nicht nur durch die Korngröße von den Einsprenglingen. Meist liegen die Karbonatgehalte bei unter 5 %. Nur in zwei Fällen übersteigen sie 10 % bei ebenfalls erhöhtem Quarzgehalt. Der erhöhte Kalzit-Gehalt ist auf eine sekundäre Karbonatisierung zurückzuführen, der Quarzgehalt auf die bei der Chloritisierung von Pyroxenen freiwerdende Kieselsäure. Deutliche Hellglimmeranteile und klastische Turmaline wie in den Grünschiefern und Phylliten fehlen jedoch ganz.

Mineralbestand und Gefüge sprechen für eine Interpretation als Metadiabas. Übergänge zwischen massigem und geschiefertem Typ sind nur selten zu beobachten. Die geochemischen Daten (Kap. 5) legen eine Einordnung beider Typen in eine Differentiationsreihe nahe.

3.2.2. Grünschiefer

Unter dem Begriff „Grünschiefer“ werden hier licht- bis dunkelgrüne, feinkörnig bis dichte, schiefrige Gesteine zusammengefaßt. Die Schieferung ist unterschiedlich stark, meist jedoch deutlich ausgeprägt. Schieferungsflächen glänzen matt oder sind von braunen Verwitterungskrusten bedeckt. Eine zweite Krenulationsschieferung ist öfters zu erkennen. Im Aufschlußbild sind die Grünschiefer meist stark deformiert. Es treten offene, enge und auch isoklinale Falten auf. In karbonatreichen Varietäten ist das Karbonat in Lagen oder Linsen angereichert. Nördlich der Ruine Steinschloß kommt ein Grünschiefer vor, der idiomorphe bis zu 1.5 mm große Magnetitkristalle führt.

Mineralbestand

Hauptgemengteile: Albit, Chlorit, Hellglimmer.
Nebengemengteile: Kalzit, Quarz, Aktinolith, Epidot, Chloritoid.
Akzessorien: Apatit, Erz, Titanit, Zirkon, Turmalin.

Auf der Basis des mikroskopischen Mineralbestandes lassen sich nach FRITSCH et al. (1967) folgende Gesteinstypen unterscheiden: Chlorit-Albit-Schiefer, Albit-Chlorit-Schiefer, Grünschiefer, Chloritschiefer, Chloritphyllit und Chloritoidphyllit. Es bestehen alle Übergänge, und der Farbeindruck variiert im Verhältnis von Hellglimmer zu Chlorit. Eine Abgrenzung dieser verschiedenen Typen im Gelände ist bei der Kartierung nicht durchführbar.

Der Mineralbestand und geochemische Analysen (Kap. 5) lassen auf tuffitische Ablagerungen mit wechselnden Anteilen epiklastischer Beimengungen schließen. Das vereinzelte Vorkommen von klastischen Turmalinen und von Chloritoid sowie die meist deutlichen Anteile von Hellglimmern sind eindeutige Anzeichen für die Beimengung epiklastischen Materials. Jedoch kommen auch Lagen vor, in denen diese Minerale weitgehend fehlen und Aktinolith und Epidot mehr in den Vordergrund rücken. Deren Edukte könnten dann reine basaltische Tuffe sein.

3.2.3. Phyllite

Die Phyllite führen in abnehmender Häufigkeit Hellglimmer, Quarz, Plagioklas, Chloritoid, Zoisit, Zirkon, Apatit, Turmalin und Erz. Die Gefügemerkmale gleichen denen der Grünschiefer. Auch hier überlagern sich 2 Schieferungen unter annähernd rechtem Winkel. Stengelig ausgebildeter Chloritoid ist in S_1 -Richtung einge-

regelt, demnach prä- bis syn-S₁ gesproßt und in S₂-Richtung gebogen oder leicht geknickt.

Selten tritt ein graphitischer Granatphyllit auf, so z.B. nördlich des Adelsberges (Abb. 2), der zusätzlich Granat, Biotit und Graphit führt. Reliktische Interngefüge in rotierten, bis 1.5 mm großen Granatporphyroblasten bezeugen bezüglich der Hauptschieferung prä-deformatives Wachstum der Granate. Entlang von Rissen und am Rand zeigen die Granate Umwandlungen in Chlorit.

4. Metamorphose und Deformation

Die Abschätzung der Metamorphosebedingungen beruht auf Beobachtungen von Mineralparagenesen in Dünnschliffen. Deren Bezug zur Hauptschieferung S₁ ist für die Rekonstruktion der Metamorphosegeschichte und eine etwaige Alterseinstufung der Ereignisse von besonderer Bedeutung.

4.1 Glimmerschieferserie

Die Granatglimmerschiefer zeigen in S₁ zerrissene und in Bezug zu S₁ rotierte Granate, die demgemäß prä-S₁ entstanden sind. Als typisch für die Amphibolitfazies bezeichnet MIYASHIRO (1973) die Paragenese grüne Hornblende plus Plagioklas (An 20–30 %) plus Granat wie sie im Granatamphibolit auftritt. Daraus ist abzuleiten, daß beim Metamorphosehöhepunkt die Grenze zur mittelgradigen Metamorphose (WINKLER 1979) erreicht wurde.

Eine zweite, syn- bis post-S₁ abgelaufene Metamorphose verlief unter Bedingungen des oberen Bereiches der niedriggradigen Metamorphose. Dies dokumentieren Umwandlungen der Granate der Glimmerschiefer zu Chlorit randlich und entlang von Rissen sowie die randlich chloritisierten Hornblenden des Amphibolits. Basisparallel mit Muskowit verwachsener Biotit kommt in den Glimmerschiefern als Querglimmer vor. Die Ausbildung der Quarze der Serizit-Quarzite belegen, daß die Schwellentemperatur für die Rekrystallisation des Quarzes bei abklingender Deformation überschritten wurde.

4.2. Neumarkter Serie

Die Granat-Chlorit-Biotit-Muskowit-Quarz-Paragenese der Phyllite der Neumarkter Serie ist typisch für die Granat-Zone (WINKLER, 1979) der niedriggradigen Metamorphose. Anhand ihres reliktschen Interngefüges belegen rotierte Granate ihre Entstehung prä-S₁. Nach MIYASHIRO (1973) ist die Paragenese barroisitische Hornblende – Chlorit – Epidot – Biotit – Albit der Grünsteine der Teufenbachserie der Epidot-Amphibolit-Fazies zuzuordnen. Da die barroisitischen Hornblenden durch S₁ geknickt oder gebogen sind, muß ihre Entstehung prä-S₁ angenommen werden. Randlich und entlang von Rissen zeigen sie Umwandlungen zu Biotit und Chlorit.

Kleine Aktinolith-Nädelchen liegen zusammen mit Chlorit regellos in Albitpflastern und bilden die 2. Hornblende-Generation der Grünsteine. Weiterhin ist das gemeinsame Auftreten von Albit – Chlorit – Biotit –

Tabelle 1. Metamorphe Mineralparagenesen der untersuchten Gesteinsserien bei Teufenbach/Scheifling (Steiermark) und ihre versuchsweise Zuordnung zur alpidischen und variskischen (?altalpidischen) Metamorphose.

	Alpidische Metamorphose	Variskische (?Altalpidische) Metamorphose	
Glimmerschieferserie.	Biotit-Muskowit		grüne Hornblende-Granat-Plagioklas (An 20-28)
Neumarkter Serie: Teufenbachserie	Aktinolith-Epidot/Zoisit-Biotit-Chlorit-Albit	barrosit. Hornblende-Albit	
Neumarkter Serie: Steinbergserie	Aktinolith-Epidot/Zoisit-Chlorit-Albit, Biotit-Muskowit-Albit-Quarz	Granat-Biotit-Muskowit-Chlorit-Quarz	
Fazieseinteilung nach Miyashiro (1975)	Grünschiefer-Fazies	Epidot-Amphibolit-Fazies	Amphibolit-Fazies
Metamorphosegrade nach Winkler (1979)	niedriggradige Metamorphose		mittelgradige Metamorphose

Epidot/Zoisit in den Metadiabasen der Steinbergserie charakteristisch für die niedriggradige Metamorphose. Hierbei weisen Rekrystallisationserscheinungen an Feldspäten auf Temperaturen von mindestens 400°C hin.

Aus diesen Beobachtungen läßt sich wie schon für die Glimmerschieferserie ein mindestens zweiphasiger Metamorphoseablauf ableiten. Tabelle 1 gibt eine Zusammenfassung des Metamorphosegeschehens. Eine Alterseinstufung der Metamorphoseereignisse kann nicht mit letzter Sicherheit vorgenommen werden. In Bezug auf die Gliederung tektonischer Ereignisse nach Von GÖSEN (1982) kommt der als S₁ bezeichneten Hauptschieferung ein altalpidisches Alter zu. Den prä-S₁ durchschrittenen Metamorphosehöhepunkt als variskisch einzustufen ist daher naheliegend. Da aber maximale Metamorphose und prägende Deformation eines Ereignisses nicht gleichzeitig ablaufen müssen, kann ein altalpidisches Alter des Metamorphosehöhepunktes nicht ganz ausgeschlossen werden.

5. Geochemie

Aus dem Untersuchungsgebiet wurden 28 Proben von Metavulkaniten auf Haupt- und Spurenelemente mit der Röntgenfluoreszenz nach den Methoden von NORRISH & CHAPPEL (1977) analysiert. Die einzelnen Analysenwerte können der Diplomarbeit von ERTEL (1988) entnommen werden. Hier werden in Tabelle 2 sechs repräsentative Analysen von Grünsteinen und Albitfelsen der Teufenbach-Serie und von Metadiabasen und Grünschiefern der Steinberg-Serie wiedergegeben. Aus dieser Tabelle kann man übersichtsmäßig folgendes ableiten: Die Grünsteine der Teufenbach-Serie sind Meta-Alkalibasalte (Probe E10) und Meta-Trachyandesite (E11), die sich durch hohe Ti-, P-, Nb- und Zr-Gehalte auszeichnen. Na überwiegt gegenüber K, was auf eine Spilitisierung schließen läßt. Die Albitfelse (Probe E2) ähneln Meta-Trachyten mit hohen Na-, P-, Nb- und Zr-Gehalten. Die massigen Metadiabase der Steinberg-Serie (Probe E26) sind außerordentlich Ti-reich. Auch sie führen außerdem hohe Na-, P-, Nb- und Zr-Werte. Die geschieferten Metadiabase der Steinberg-Serie

Tabelle 2.

Ausgewählte chemische Analysen von Metavulkaniten der Murauer Decke bei Teufenbach/Scheiffling (Steiermark).

E2 = Albitfels der Teufenbach-Serie; E10 = Basischer Grünstein (Prasinit) der Teufenbach-Serie; E11 = Intermediärer Grünstein der Teufenbach-Serie; E17 = Geschieferter Metadiabas-Lagergang der Steinberg-Serie; E23 = Grünschiefer der Steinberg-Serie; E26 = Massiger Metadiabas-Lagergang der Steinberg-Serie.

u.N. = Unter der Nachweisgrenze (Nachweisgrenze von CaO = 0,35 %, K₂O = 0,13 %, Cr = 100 ppm, Ni = 39 ppm, Rb = 7 ppm).

Probe Nr.	E 2	E 10	E 11	E 17	E 23	E 26
SiO ₂ %	58,3	48,3	53,4	44,0	50,8	43,3
TiO ₂	1,8	3,4	1,8	3,0	1,1	4,5
Al ₂ O ₃	14,2	14,1	16,8	13,2	26,8	14,4
Fe ₂ O ₃	8,7	6,2	4,8	4,1	1,7	6,9
FeO	4,2	5,6	4,8	7,9	6,1	8,4
MnO	0,04	0,20	0,13	0,22	0,06	0,18
MgO	0,32	4,6	2,9	3,2	2,1	4,6
CaO	3,0	7,7	3,5	8,1	u.N.	8,3
Na ₂ O	8,0	4,1	6,6	4,5	1,6	3,5
K ₂ O	0,26	1,8	2,5	1,1	4,5	u.N.
P ₂ O ₅	0,75	0,60	0,57	0,37	0,09	0,58
H ₂ O+	0,36	1,5	0,82	2,3	3,9	3,2
CO ₂	0,34	1,2	0,52	8,0	1,1	1,2
Summe	100,27	99,30	99,14	99,99	99,85	99,06
Ba ppm	113	490	783	510	618	167
Cr	u.N.	125	u.N.	u.N.	101	u.N.
Nb	46	46	62	24	23	48
Ni	u.N.	47	u.N.	u.N.	75	u.N.
Rb	u.N.	39	47	43	226	u.N.
Sr	160	459	409	277	245	542
Y	48	31	43	37	62	25
Zr	500	330	547	230	125	345

(Probe E17) enthalten etwas weniger Ti als die massigen Metadiabase, dafür aber mehr CO₂, was auf eine sekundäre Karbonatisierung schließen läßt. Auch hier überwiegt Na gegenüber K. Beide Metadiabas-Typen sind von Alkali-Basalten abzuleiten. Die Grünschiefer (Probe E23) stellen meist keine reinen basaltischen Vulkanite dar. Es sind Tuffite, die stark mit epiklastischen, tonigen Beimengungen vermischt sind. Dies läßt sich aus den hohen Al- und K-Gehalten schließen, die für eine große Beteiligung tonigen Materials sprechen, was in dem hohen Serizit-Gehalt zum Ausdruck kommt. In der CIPW-Norm, die hier nicht wiedergegeben ist, enthalten die Grünschiefer viel Corund, der den rechnerischen Überschuß von Al darstellt. Die Grünschiefer werden deshalb hier bei der Auswertung nicht weiter berücksichtigt.

Wichtig für die Klassifikation und die Zuordnung zu bestimmten geotektonischen Bereichen sind immobile Spurenelemente wie Ti, Zr, Nb, Y und P, deren Gehalte sich während einer Spilitisierung und Metamorphose nicht verändern und somit dem primär-magmatischen Stoffbestand entsprechen (WINCHESTER & FLOYD, 1977; PEARCE et al., 1981; PEARCE 1982). Eine gewisse Einteilung kann man auch mit Hilfe des SiO₂-Gehaltes durchführen, der eine grobe Einteilung in basische (43,0–51,9 % SiO₂) und intermediäre (52,0–62,9 % SiO₂) Metavulkanite erlaubt.

In Abbildung 5 sind die Analysen der Teufenbach- und Steinberg-Serie in das Zr/TiO₂-Nb/Y-Diagramm von WINCHESTER & FLOYD (1977) eingetragen, mit dessen Hilfe man metamorphe Vulkanite klassifizieren kann. Daraus geht hervor, daß die basischen und intermediären Glieder der Teufenbach-Serie in das Feld der Alkali-Basalte und Trachy-Andesite fallen. Die massigen Metadiabase der Steinberg-Serie fallen in das Feld der Alkali-Basalte und die geschieferten Metadiabase der Steinberg-Serie liegen an der Grenze der Alkali- und Subalkali-Basalt-Felder. Es liegt hier demnach eine

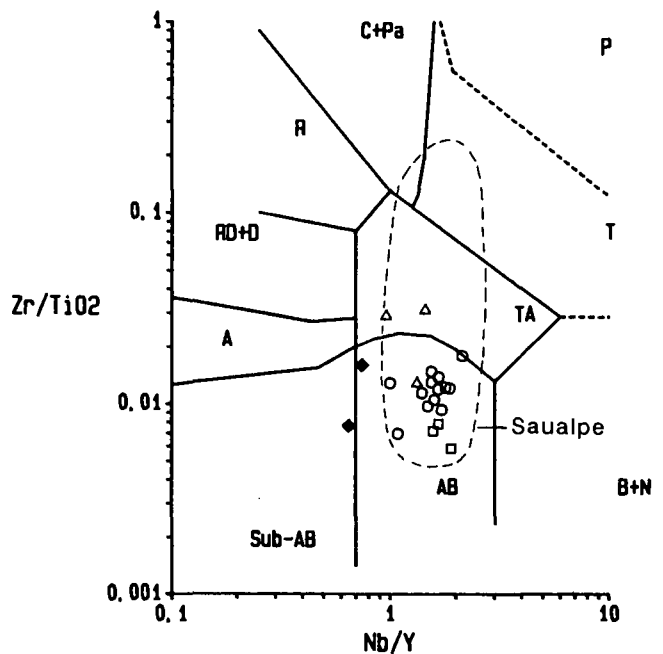


Abb. 5.

Zr/TiO₂-Nb/Y-Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977) für Metavulkanite der Teufenbach- und Steinberg-Serie.

○ = Basische Metavulkanite der Teufenbach-Serie; Δ = Intermediäre Metavulkanite der Teufenbach-Serie; □ = Massige Metadiabase der Steinberg-Serie; ◆ = Geschieferte Metadiabase der Steinberg-Serie.

Feld gestrichelter Linie: Vergleichsanalysen von Metavulkaniten aus der Phyllit-Gruppe der südlichen Saualpe (LOESCHKE, 1988).

Sub-Ab = Sub-Alkalibasalte; AB = Alkali-Basalte; B + N = Basanite und Nephelinite; A = Andesite; Ta = Trachyandesite; RD + D = Rhyodazite und Dazite; T = Trachyte; R = Rhyolithe; C + Pa = Comendite und Pantellerite; P = Phonolithe.

Vulkanit-Assoziation vor, die ganz überwiegend basische bis intermediäre Alkali-Gesteine umfaßt. Die Streubreite ließe sich durch eine gravitative Kristallisations-Differentiation von Olivin, Klinopyroxen und Plagioklas in einer Magmakammer erklären, die die Förderung von Alkali-Basalten und Trachyandesiten (Hawaiite, Mugearite) erlaubt.

In Abb. 6, die das TiO₂-Zr-Diagramm von PEARCE et al. (1981) wiedergibt, wird der Versuch unternommen, den ehemaligen geotektonischen Bildungsraum dieser Metavulkanite zu rekonstruieren. Es können darin mitteleozänische Rücken-Basalte (MORB) von Inselbogen-Laven und Intraplatten-Laven unterschieden werden. Die Analysen der Teufenbach- und Steinberg-Serie fallen ausschließlich in das Feld der Intraplattenlaven. Auch hier ist eine gewisse Differentiation zu erkennen. Die meisten Analysen liegen oberhalb der schräg von links unten nach rechts oben verlaufenden Linie, die die Basalte (oben) von intermediären Vulkaniten (unten) trennt. Einige Analysen liegen unterhalb dieser Linie, was auf einen abnehmenden Ti-Gehalt zurückzuführen ist. Darin kommt die beginnende Auskristallisation von Titano-Magnetit zum Ausdruck, die sich mit zunehmender Differentiation bei zunehmenden SiO₂-Gehalten einstellt. Intraplattenlaven sind solche Laven, die fernab von Plattengrenzen gefördert werden. Dazu gehören Laven ozeanischer Inseln und intrakontinentaler Gräben. Auch manche Laven aus „Back-Arc“-Bereichen haben solche Zusammensetzungen wie z.B. die Laven, die auf einigen Inseln im Japanischen Meer gefördert werden (NAKAMURA et al., 1985). Generell kann man sagen, daß Alkali-Vulkanite in den meisten Fällen in Dehnungszonen auftreten (WILSON 1989).

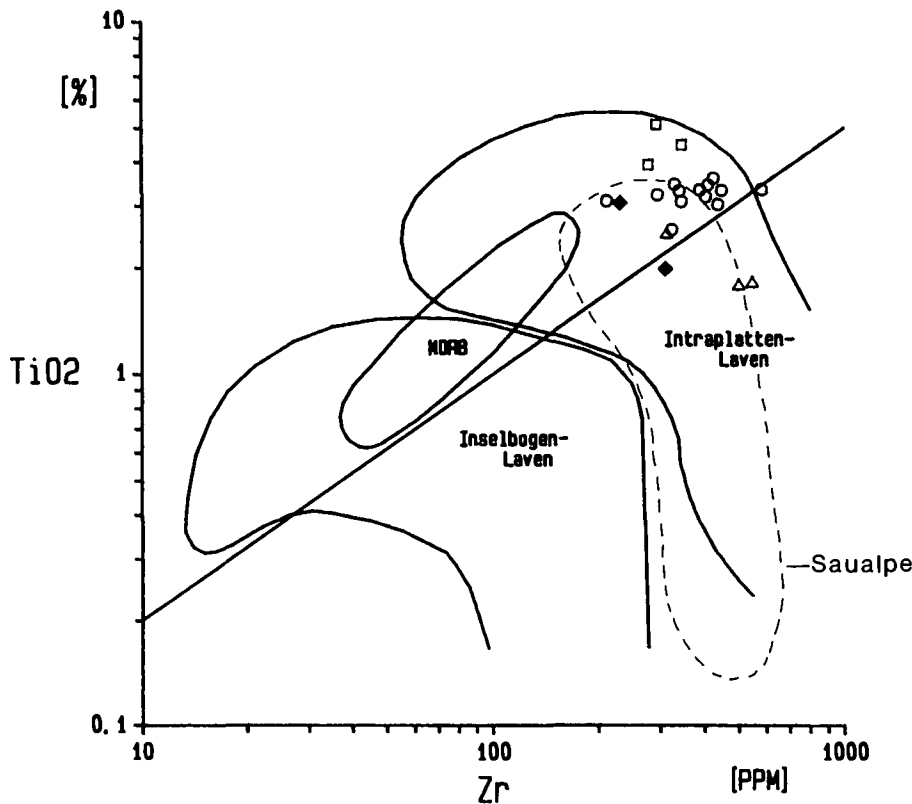


Abb. 6.
TiO₂-Zr-Diagramm nach PEARCE et al. (1981) für Metavulkanite der Teufenbach- und Steinberg-Serie.
MORB = Mittelozeanische Rücken-Basalte.
Symbole siehe Legende Abb. 5.

Abschließend sei noch auf Abb. 7 hingewiesen, in welcher die Sr-, K₂O-, Rb-, Ba-, Nb-, P₂O₅-, Zr-, TiO₂- und Y-Gehalte der basischen Metavulkanite der Teufenbach- und Steinberg-Serie mit den entsprechenden Gehalten von Basalten mittelozeanischer Rücken nach PEARCE (1982) normiert worden sind. Wie die Verteilungskurve zeigt, streuen die Sr-, K₂O-, Rb- und Ba-Gehalte stark, weil diese Elemente während sekundärer Überprägungen mobil sind. Dagegen zeigen die Nb-, P₂O₅-, Zr-, TiO₂- und Y-Werte eine wesentlich geringere Streuung. Charakteristisch ist deshalb der Kurvenverlauf von Nb ab nach rechts. Er stimmt überein mit dem Kurvenverlauf von Alkali-Intraplatten-Basalten. Es kann deshalb kein Zweifel sein, daß die Metavulka-

nite der Teufenbach- und Steinberg-Serie Alkali-Basalte und deren intermediäre Differentiationsprodukte sind.

Der ehemalige geotektonische Bildungsraum ist ein Dehnungsfeld gewesen, dessen genaue Natur nicht näher charakterisiert werden kann, der aber wahrscheinlich einem intrakontinentalen Rift-Bereich oder einem passiven Kontinentrand glich. Da Hinweise auf die Existenz ozeanischer Kruste im Untersuchungsgebiet fehlen, kommen ozeanische Inseln und „Back-Arc“-Bereiche mit ozeanischer Krustenunterlage für die Interpretation nicht in Betracht. Die untersuchten Gesteine ähneln geochemisch sehr stark den Alkali-Basalten und Trachyandesiten (Hawaiite, Mugearite) auch anderer Bereiche der Gurktaler Decke (Magdalensberg-Serie, Saualpe, Turracher Höhe, Murauer Paläozoikum, GIESE, 1988; LOESCHKE, 1988, 1989a,b; SCHNEPF, 1989). Die Metavulkanite der Teufenbach- und Steinberg-Serie fügen sich deshalb gut in das Bild eines geotektonischen Dehnungsbereiches ein, das auch aus anderen Bereichen der Ostalpen zur Zeit des oberen Ordoviz/Silurs rekonstruiert werden konnte (LOESCHKE, 1989a).

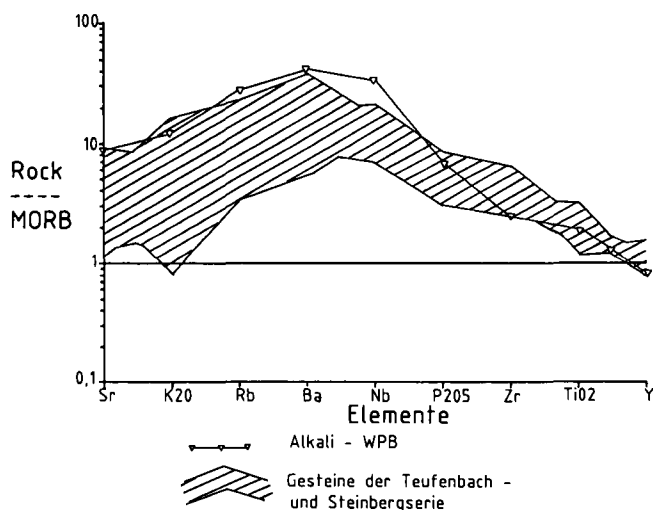


Abb. 7.
Sr-, K₂O-, Rb-, Ba-, Nb-, P₂O₅-, Zr-, TiO₂- und Y-Werte von basischen Metavulkaniten der Teufenbach- und Steinberg-Serie normiert mit entsprechenden Werten mittelozeanischer Rücken-Basalte nach PEARCE (1982). WPB = Intraplattenbasalte („Within Plate Basalt“).

6. Vergleiche mit der Phyllit-Gruppe der südlichen Saualpe

Ganz ähnliche Gesteine wie in der Teufenbach- und Steinberg-Serie treten in der Phyllit-Gruppe der südlichen Saualpe auf (KLEINSCHMIDT et al., 1975; LOESCHKE, 1988). Auch von dort sind Grünsteine (Epidot-Amphibolite), Albitfelse (Meta-Trachyte), Grünschiefer und Phyllite bekannt. Der Metamorphosegrad der Phyllit-Gruppe entspricht demjenigen der Teufenbach- und Steinberg-Serie. Auch wird die Phyllit-Gruppe der Sau-

alpe zur Murauer Decke gerechnet (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984). Wie aus Abb. 5 und 6 hervorgeht, überlappen sich die beiden Gesteinsgruppen in ihrer chemischen Zusammensetzung. Allerdings führt die Phyllitgruppe der südlichen Saualpe zusätzlich noch helle Metavulkanite rhyolithischer Zusammensetzung mit hohen Zr- und Nb-Gehalten, die in der Teufenbach- und Steinberg-Serie nicht auftreten. Insofern könnten die Bildungsorte beider Gebiete zwar ähnlich, aber nicht identisch gewesen sein.

Dank

Die chemischen Analysen wurden im Geochemischen Zentrallabor der Universität Tübingen (Leiter Prof. Dr. M. SATIR) durchgeführt. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Untersuchungen durch eine Sachbeihilfe. Für diese Hilfe sei vielmals gedankt.

Literatur

- ERTEL, Th.: Geologie und Geochemie der Murauer Decke am Nordhang des Kreuzecks in der Steiermark/Österreich. – 77 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1988.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. – N. Jb. Mineral. Mh., 1967, 364–367, Stuttgart 1967.
- GIESE, U.: Altpaläozoischer Vulkanismus am NW-Rand der Gurktaler Decke. Geologie, Petrologie, Geochemie. – 227 S., Diss. Univ. Tübingen 1988.
- GOSEN, W. von: Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten – Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 53, 33–149, Hamburg 1982.
- GOSEN, W. von, HAIGES, K.-H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F.: Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 127, 693–699, Wien 1985.
- KERNER, F. & LOESCHKE, J.: Zur Petrographie, Röntgenographie und Geochemie der Eisenhutschiefer (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A., 134/1, 53–64, Wien 1991.
- KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNBERG, R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. – In: PILGER, A., SCHÖNBERG, R. & WEISSENBACH, N. (Hrsg.): Geologie der Saualpe. – Clausth. geol. Abh., Sdbd. 1, 11–44, Clausthal 1975.
- LOESCHKE, J.: Metavulkanite aus der Phyllitgruppe der südlichen Saualpe (Kärnten, Österreich) und ihre plattentektonische Bedeutung. – Jb. Geol. B.-A., 131, 301–314, Wien 1988.
- LOESCHKE, J.: Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., 78, 599–616, Stuttgart 1989a.
- LOESCHKE, J.: Die paläotektonische Stellung der Magdalensberg-Serie (Ober-Ordovizium, Gurktaler Decke, Kärnten, Österreich). – Carinthia II, 179/99, 491–507, Klagenfurt 1989b.
- LOESCHKE, J., KRETZSCHMAR, Th., LANGER, V. & STRECK, M.: Zur Geologie der Norischen Decke nordwestlich von Kalwang (Eisenerzer Alpen, Steirische Grauwackenzone / Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 133, 345–363, Wien 1990.
- MIYASHIRO, A.: Metamorphism and metamorphic belts. – 492 S., London (Allen & Unwin) 1975.
- NAKAMURA, E., CAMPBELL, I. & SUN, S.: The influence of subduction processes on the geochemistry of Japanese alkaline basalts. – Nature, 316, 55–58, London 1985.
- NEUBAUER, F.: Zum Alter von Dolomiten auf der Stolzalpe bei Murau und am Adelsberg bei Neumarkt (Stmk.). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1979, 116–119, Wien 1979.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., 73, 149–174, Stuttgart 1984.
- NORRISH, K. & CHAPPEL, B.W.: X-ray fluorescence spectrometry. – In: ZUSSMANN, J. (Hrsg.): Physical methods in determinative mineralogy. – S. 201–277, London (Academic Press) 1977.
- PEARCE, J.: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE, R.S. (Hrsg.): Andesites. Orogenic andesites and related rocks. – S. 525–548, New York (John Wiley) 1982.
- PEARCE, J., ALABASTER, T., SHELTON, A.W. & SEARLE, M.P.: The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. – Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 300, 299–317, London 1981.
- RAITH, M.: The Al-Fe (III) epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the Penninic series of the Tauern window, Austria. – Contrib. Mineral. Petrol., 57, 99–117, Heidelberg 1976.
- SCHNEPF, H.-G.: Vulkanismus und Sedimentologie im Murauer Paläozoikum (Gurktaler Decke/Oberostalpin/Österreich). – Arb. Inst. Mus. Geol. Paläont. Univ. Tübingen, 2, 1–183, Tübingen 1989.
- TURNER, A.: Metamorphose und Tektonik im Raume des Gurktaler Paläozoikums und des kata-mesozonalen Kristallins der Saualpe und der Seetaler Alpen. – Z. deutsch. geol. Ges., 122, 123–129, Hannover 1971.
- TURNER, A., & VAN HUSEN, D.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 160 Neumarkt in Steiermark. – Wien (Geol. B.-A.) 1978.
- TURNER, A., VAN HUSEN, D., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & SCHULTZE, E.: Geologische Karte 1 : 50.000 und Erläuterungen zu Blatt 160 Neumarkt in Steiermark. – 64 S., Wien (Geol. Bundesanst.) 1980.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. 1. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke).
- VOLL, G.: I. Gefügeanalyse der Gebirge. – 114 S., Unveröff. Vorles. Skript, Univ. Köln 1983a.
- VOLL, G.: II. Mikrogefüge. – 132 S., unveröff. Vorles. Skript, Univ. Köln 1983b.
- WILSON, M.: Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. – 466 S., London (Unwin Hyman) 1989.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A.: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – Chem. Geol., 20, 325–343, Amsterdam 1977.
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – 348 S., Berlin (Springer) 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. September 1991.

Rugosa aus dem Karbon der Ozbak-Kuh-Gruppe Ost- Irans (Teil 1)

Von HELMUT W. FLÜGEL*)

Mit 35 Abbildungen, 6 Tabellen und 2 Tafeln

Herrn Hofrat Dr. ANTON RUTTNER,
dem ehemaligen Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Wien
zu seinem 80. Geburtstag

Iran
Ozbak-Kuh
Karbon
Visé
Namur
Korallen
Rugosa
Taxonomie

Inhalt

Zusammenfassung	657
Abstract	657
1. Einleitung	658
2. Fundpunkte	659
3. Methode	659
4. Terminologie und Abkürzungen	660
5. Systematische Beschreibung	661
6. Ausblick	680
Dank	681
Anhang	681
Literatur	686

Zusammenfassung

Als Teil einer Bearbeitung der Korallenfaunen des Karbons der Ozbak-Kuh-Gruppe Ost-Irans werden Vertreter der Genera *Rotiphyllum*, *Claviphyllum*, *Ufimia*, *Plerophyllum*, *Pentaphyllum*, *Cyathaxonia*, *Sochkineophyllum*, *Caninia*, *Amplexus*, *Amplexocarinia* und *Siphonophyllia* beschrieben (Tab. 6). Trotz des unterkarbonen Charakters dieser *Cyathaxonia*-Fauna ist sie aufgrund der Conodonten-Begleitfauna teilweise in das Namur zu stellen.

Rugosa from the Carboniferous of the Ozbak-Kuh Group (Eastern Iran)

Abstract

The paper is the first part of the description of a rich *Cyathaxonia* fauna from the Ozbak-Kuh-Group of Eastern Iran (Tab. 6). In spite of the Lower Carboniferous character of the fauna with *Rotiphyllum*, *Claviphyllum*, *Ufimia*, *Plerophyllum*, *Pentaphyllum*, *Cyathaxonia*, *Sochkineophyllum*, *Caninia*, *Amplexus*, *Amplexocarinia* and *Siphonophyllia* the age of the fauna is according to the conodont-fauna at least partly Namurian.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. HELMUT W. FLÜGEL, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

1. Einleitung

Die Gebirgsketten östlich der Dasht-e-Kavir in Ostiran (Abb. 1) werden von einer präkambrisch-mesozoischen Schichtfolge aufgebaut, die von RUTTNER et al. (1968) und STÖCKLIN et al. (1965) lithostratigraphisch gegliedert wurde. In ihr nimmt die, über 1600 m mächtige, Ozbak-Kuh-Gruppe, bestehend aus Schiefen, Sandsteinen, Konglomeraten, verschiedenen Kalken bis Mergeln, Dolomiten und Evaporiten eine auffallende Position ein. Sie gliedert sich in die Sibzar-Dolomite, die Bahram Kalke, die Shishtu- und die Sadar-Formation, wobei RUTTNER die beiden letztgenannten jeweils in zwei Abschnitte (Abb. 2) teilte. Aus biostratigraphischen Gründen wurden Shishtu II dem Unterkarbon, Sadar I, dem Unter- bis tieferen Oberkarbon zugeordnet, wobei jedoch bezüglich der zeitlichen Beziehung beider zueinander Unklarheiten bestehen. Die Bearbeitung eines Teiles der sehr großen Korallenfaunen dieser Formationen wird hier vorgelegt, nachdem bisher nur aus dem Sadar I einige Korallen (H.W. FLÜGEL, 1975), Blastoidea (H.W. FLÜGEL, 1966; Fpkt. 66 HF 111), sowie Goniatiten (O.H. WALLISER, 1966) beschrie-

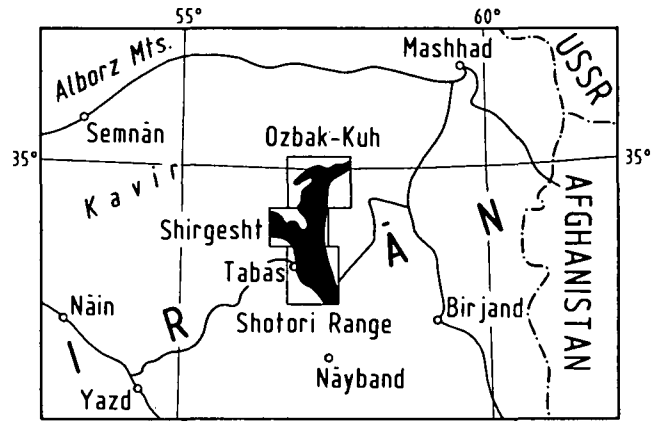


Abb. 1. Position der Kartenblätter von Iran Ozbak-Kuh (nicht erschienen), Shirgesht (RUTTNER et al., 1968) und Shotori-Range (STÖCKLIN et al., 1965).

1975), Blastoidea (H.W. FLÜGEL, 1966; Fpkt. 66 HF 111), sowie Goniatiten (O.H. WALLISER, 1966) beschrie-

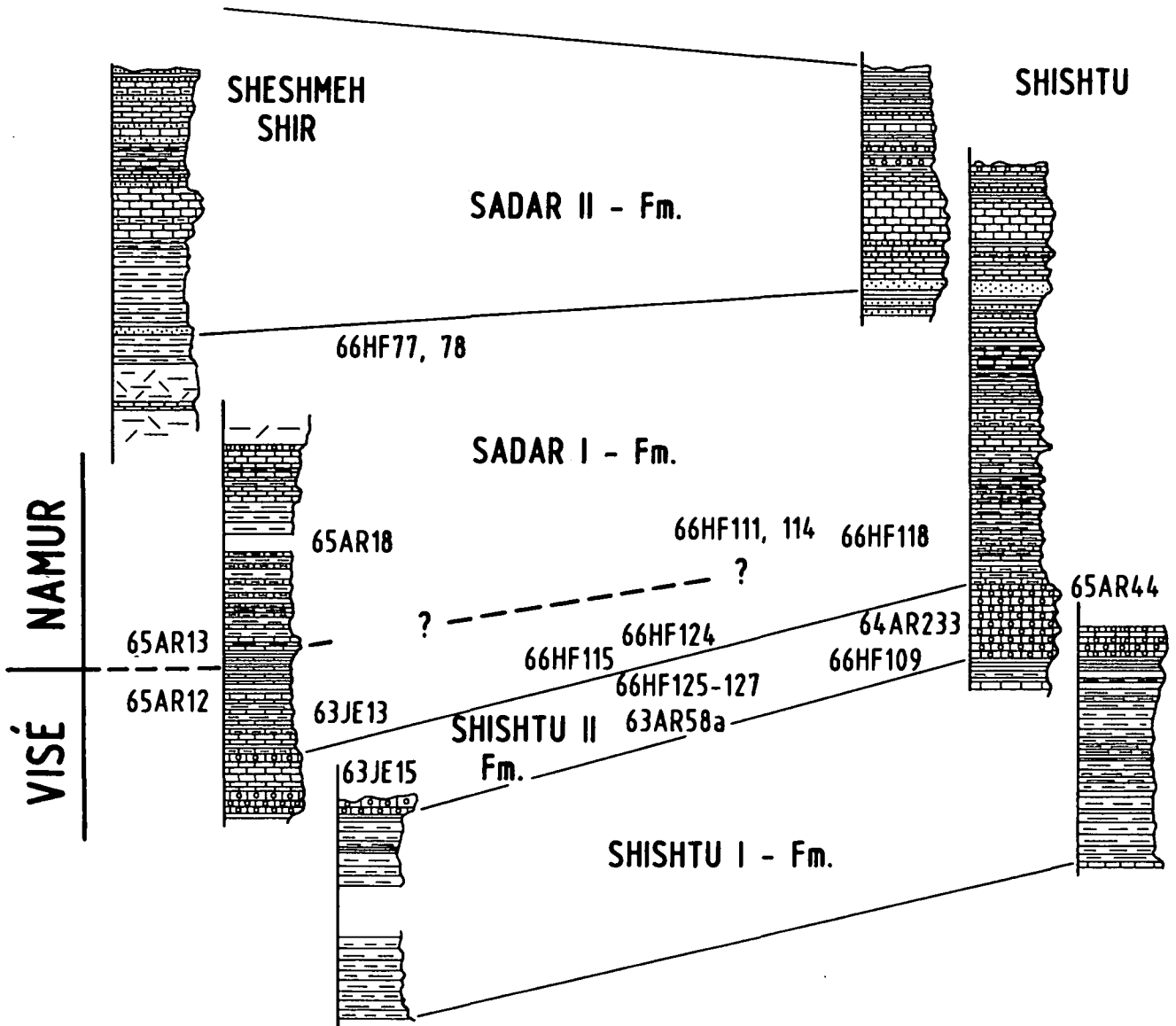


Abb. 2. Stratigraphische Position der Fundpunkte innerhalb der Typusprofile Cheshmeh Shir und Shishtu. Blatt Ozbak-Kuh (A. RUTTNER, unveröffentlicht). Grenze Visé/Namur nach Conodonten (H.P. SCHÖNLAUB).

ben worden sind. Neben der Darstellung der restlichen Faunenelemente soll der 2. Teil die biostratigraphische Einstufung und paläobiogeographische Bedeutung bringen.

2. Fundpunkte

Das bearbeitete Material stammt aus dem ostiranschen Gebirge zwischen Dasht-e-Kavir im Westen und Kavir-e-Namak im Osten. Es umfaßt das Ozbah-Kuh-Bergland im Norden (FRIEDRICH, 1960), die Shirgesht-Ketten im Mittelabschnitt (RUTTNER et al., 1968) und die Shotori-Ketten östlich von Tabas (STÖCKLIN et al., 1965) im Süden. Die Aufsammlungen wurde zwischen 1960 und 1966 von den beiden letztgenannten Autoren und deren Mitarbeitern im Rahmen der geologischen Aufnahmen durch das Geological Survey of Iran gemacht. Dazu kamen eigene Aufsammlungen (zusammen mit Univ.-Prof. Dr. W. GRÄF, Graz), die 1966 mit Unterstützung des Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (Projekt 416) und des Geological Survey of Iran, Teheran durchgeführt wurden. Die Positionen der Fundpunkte zeigen die Abbildungen 3 bis 6. Hierbei bezieht sich die erste Zahl auf das Jahr der Aufsammlung, die Buchstaben auf die Sammler (A.R. und P: An-

ton RUTTNER; J.E.: J.EFTEKHAR-NEZHAD; J.S.: J. STÖCKLIN; H.F.: H.W. FLÜGEL) und die letzte Zahl auf die Aufzeichnungsnummern in den Feldbüchern. Die Aufsammlungen AR, P, JE und JS wurden, unter den angeführten Bezeichnungen, der Geologischen Bundesanstalt in Wien übergeben, die eigenen Aufsammlungen werden im Senckenbergmuseum in Frankfurt/Main (SMF 40710-40799, 40830-40833) aufbewahrt.

3. Methode

Entsprechend den üblichen Methoden erfolgte die Bestimmung mittels Quer- bzw. Längsschliffen (QS, LS) bzw. Folien, wobei zur Klärung der Ontogenie zwei oder mehrere Folien normal auf die Wachstumsrichtung angefertigt wurden. Im Text wird mit A die tiefste Schnittlage bezeichnet. Bei der Bearbeitung wurde neben dem Binokular ein auf die Betrachtung von Schliffen und Folien umadaptiertes Mikrolesegerät (MAP ADC-2/L) mit Vergrößerungen 10,5x, 24x und 48x verwendet. Dieses wurde auch zur Zeichnung der Abbildungen herangezogen, was gegenüber getuschten Fotografien einen enormen Zeitvorteil ergab.

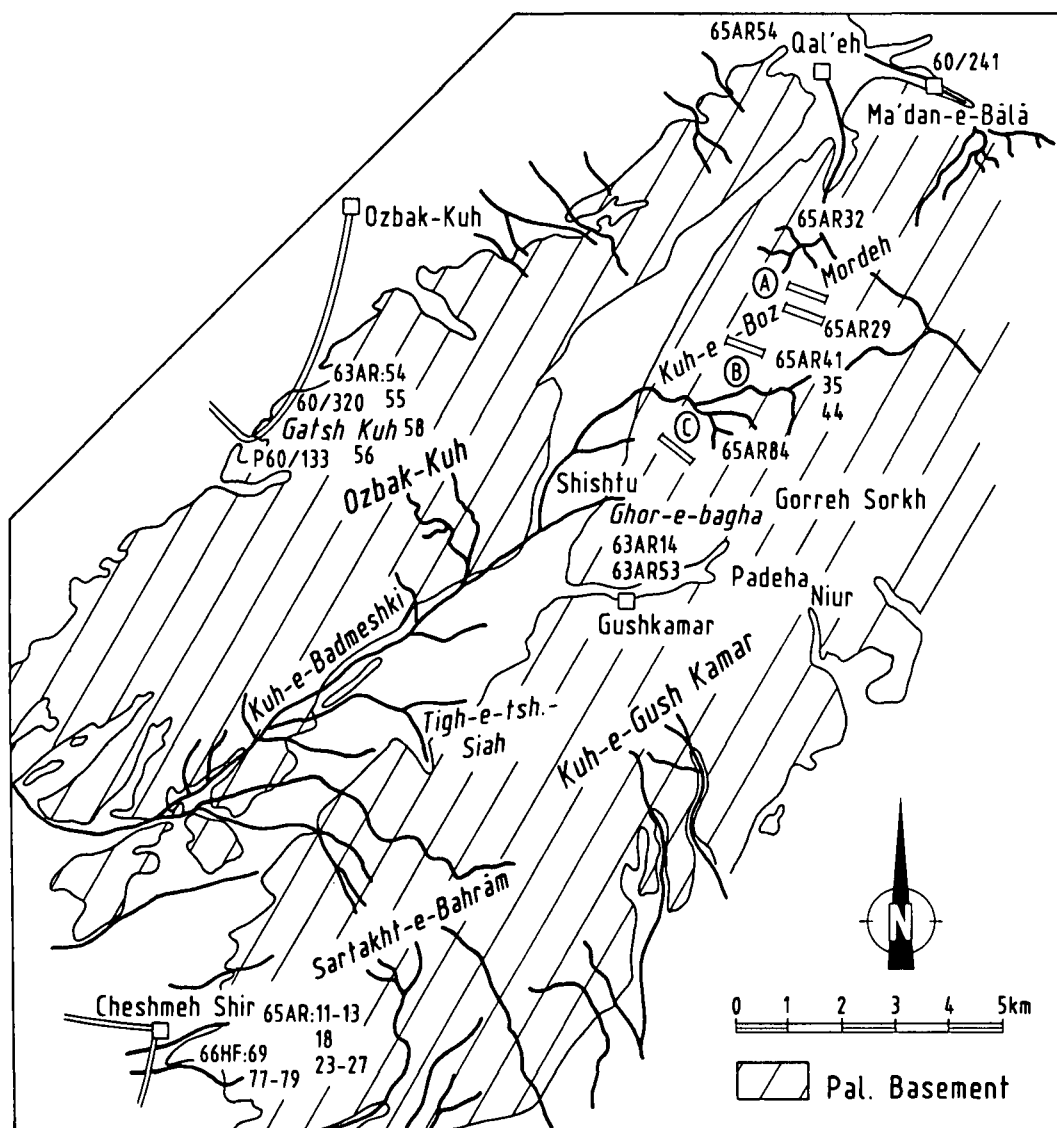
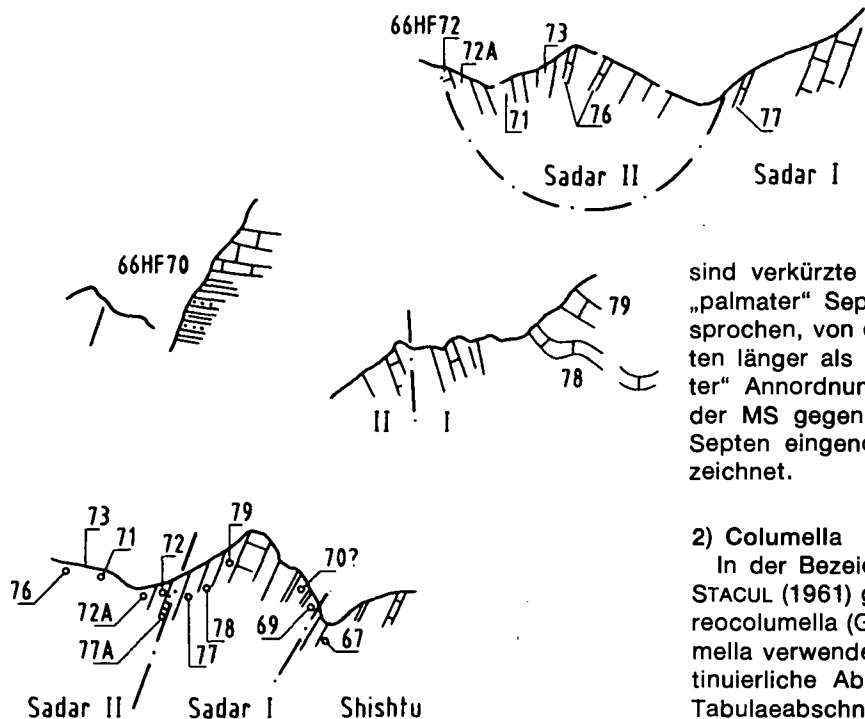


Abb. 3. Position der Fundpunkte auf Blatt Ozbak-Kuh. Genze des paläozoischen Grundgebirges nach A. RUTTNER (unveröffentlicht). In Abb. 3-6 wurden sämtliche Fundpunkte der Sadar-Fm. verzeichnet, aus denen Material zur Bearbeitung vorliegt).

Kuh-e-Tcheshmeh Shir

Abb. 4.
Fundpunkte SE Kuh-e-Tcheshmeh Shir.
Unmaßstäbliche Geländeskizzen (1966).



sind verkürzte MS. HUDSON (1943) folgend, wird von „palmater“ Septenanordnung bei gebündelten MS gesprochen, von denen eines der inneren (mittleren) Septen länger als die randlichen ist, während bei „pinna-ter“ Anordnung eine kontinuierliche Längenabnahme der MS gegen A, bzw. C gegeben ist. Der von den Septen eingenommene Raum wird als Septarium bezeichnet.

2) Columella

In der Bezeichnung der Columella wird SCHOUPE & STACUL (1961) gefolgt, wobei zusätzlich der Begriff Stereocolumella (GRABAU, 1922) für eine septobasale Columella verwendet wird, bei der stereoplasmatische kontinuierliche Abscheidungen im Bereich der achsialen Tabulaeabschnitte in Verbindung mit den achsialen

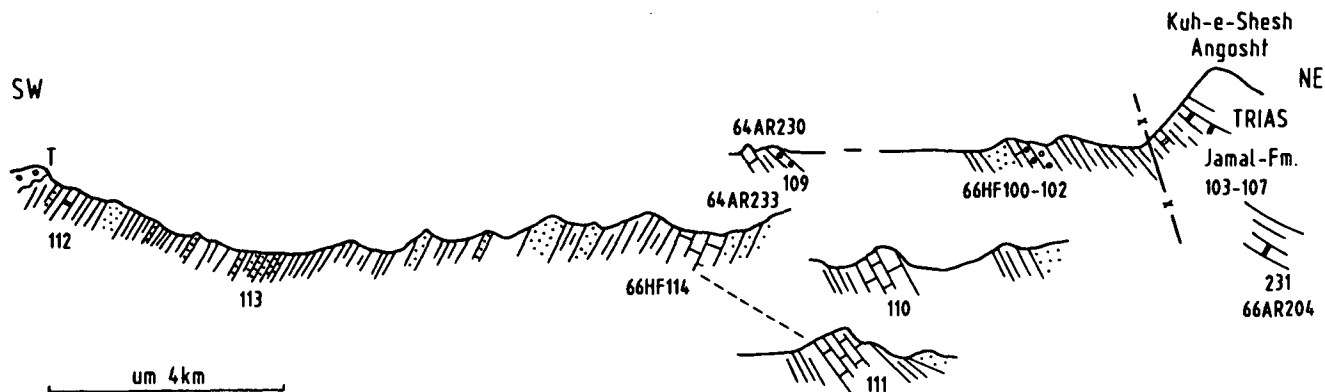


Abb. 5.
Fundpunkte südwestlich Kuh-e-Shesh-Angosht, Blatt Shirgesht.
T = Dogger-Transgression.
Unmaßstäbliche Geländeskizzen; vergl. A. RUTTNER et al. (1968).

4. Terminologie und Abkürzungen

Es wird folgende Terminologie verwendet:

1) Septen

Die divergierenden Ansichten über die Zahl der Protosepten außerachtlassend (vergl. HILL, 1981), werden unterschieden:

- Cardinaleseptum (C)
- Alar-Septum (A)
- Gegenseiten-Septum (KL)
- und
- Gegenseptum (K).

In den Abbildungen liegt C immer oben. In den Septenformeln wird im Uhrzeigersinn vom rechten Cardinal-Quadranten aus gezählt, wobei die Zahlen die Metasepten (MS) (Großsepten) angeben. Dementsprechend errechnet sich die Gesamtseptenzahl aus deren Summe, zusätzlich zu den Protosepten. Auffallend vergrößerte MS sind durch Hochzahlen charakterisiert. Kleinsepten werden mit mS bezeichnet. Brevissepten

Septenenden zur Entwicklung einer Columella führen (vergl. FEDOROWSKI & SANDO, 1989).

3) Fossula

Mit SCHOUPE & STACUL (1959) werden unter Fossulae Bodeneindellungen verstanden, die die Interseptalräume beiderseits von C (C-Fossula) oder meist einseitig von A in Richtung K (A-Fossula) markieren. Im Querschliff können sie durch eine gegenüber den übr-

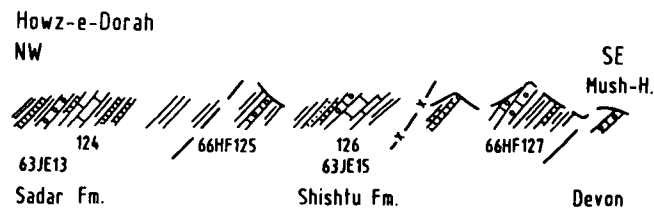


Abb. 6.
Fundpunkte südöstlich Howz-e-Dorah, Blatt Shortori Range.
Unmaßstäbliche Geländeskizzen, vergl. J. STÖCKLIN et al. (1965, Fig. 4 und 8).

gen Interseptalräumen geänderte Anordnung der Tabulaeschnitte bzw. durch einen bogenförmigen Bodenschnitt („geschlossene Fossula“) charakterisiert sein. Läßt sich dies nicht feststellen, so wird von Pseudofossulae gesprochen. Dies gilt auch für die K- bzw. A-Pseudofossulae.

4) Tabularium

Die Begriffe *biformes Tabularium* und *biformes Marginarium* werden im Sinne von WEYER (1972, 1974) und IVANOVSKIY (1974) verwendet. Ihre Bedeutung für die Festlegung von C und K zeigt Abb. 7.

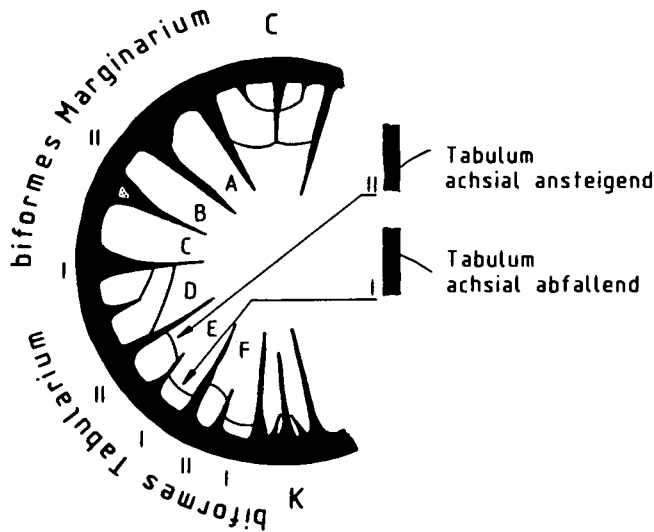


Abb. 7.

Biformes Marginarium und *Tabularium*.

Interseptalraum A: Gegen C abgeschrägte Archaeotheka; B: mS an vorhergehendes MS angelehnt, Zwischenraum mit stereoplasmatischer Füllung; C: Kontratingentes mS; D: Tabulare Verknüpfung von MS und mS in Position II (SUTHERLAND, 1965) und schräg gegen K abfallender Tabulum-Schnitt; E: Unterschiedliche Position der Tabulae in Position II und I; F: Unterschiede in der Krümmung konvex/konkav in den Positionen II und I.

5) Wand

Bei den Rugosa des vorliegenden Materials handelt es sich durchwegs um eine Archaeotheka, im Sinne der Darlegungen von WEYER (1975a), d.h. eine prä- bis synseptale Wandbildung zum Unterschied von der postseptalen Epitheka.

6) Ontogenie

Änderungen in der Morphologie während der postlarvalen Entwicklung werden als ontogenetische Stadien aufgefaßt und dementsprechend bezeichnet (nepionisches oder Kindheitsstadium, neanisches oder Jugendstadium, adultes oder Reifestadium und gerontisches

oder Greisenstadium). Derartige Veränderungen betreffen vor allem Morphologie und Anordnung der Septen. Was sie funktionell bedeuten, wissen wir nicht. Wird der Begriff nicht im ontogenetischen Sinne verwendet, sondern ohne Deutung, ist es besser von einem entsprechenden Bauplan zu sprechen (Abb. 8):

- Zaphrentoider Bauplan: C-Fossula mit pinnater Septenanordnung in den C-Quadranten.
- Allotrophyloider Bauplan: Radiäre Septenanordnung in den C-, pinnate in den K-Quadranten.
- Amplexoider Bauplan: Radiäre Septenanordnung.
- Caninoider Bauplan: Radiäre Anordnung brevisseptaler Septen.
- Pentaphylloider Bauplan (Tachylasmoid): Große C, A und KL – Septen, bei sehr kurzem bis anscheinend fehlendem K, welches in der Archaeotheka eingeschlossen ist.

5. Systematische Beschreibung

Familie: *Antiphyllidae* ILJINA, 1970
 Subfamilie: *Antiphyllinae* ILJINA, 1970
 Genus: *Rotiphyllum* HUDSON, 1942

- ? 1883 *Centrocellulosum* THOMSON, 452.
- 1942 *Rotiphyllum* HUDSON, 257.
- 1975b *Rotiphyllum* HUDSON-WEYER, 758.
- 1989 *Rotiphyllum* HUDSON-FEDOROWSKI, 297 (cum syn).

Diagnose: Trochoide bis ceratoide Coralliten mit neanisch zaphrentoider, adult caninoider Septenanordnung. Die bis in das Zentrum reichenden MS sind teilweise palmat miteinander vereinigt. Das lange, meist konvex gelegene C-Septum liegt in einer, bis zur Achse reichenden Fossula und zeigt adult keine Verkürzung. Gleichfalls lang und zum Teil rhopaloid ist K. Basale Ausscheidungen bilden zusammen mit den achsialen Septenenden unter Einschluß von Bodenabschnitten eine Stereocolumella. Die peripheren Tabulaeteile steigen gegen sie an. Dissepimente fehlen.

Bemerkungen: Das Problem liegt u.a. in der ungenügenden Kenntnis der Typusart *Densiphyllum rushianum* VAUGHAN, 1908. Das Genus wurde 1952:177 von SCHINDEWOLF mit *Fasciculophyllum* THOMSON, 1883 synonymisiert. Auch von diesem Genus ist die Typusart *F. dybowski* THOMSON nur ungenügend bekannt und außerdem nicht mehr existent. Die Mehrzahl der Autoren, trennte jedoch beide Genera. WEYER (1975b) vermutete, daß *Fasciculophyllum* ein Synonym von *Claviphyllum* HUDSON, 1942 ist, wies jedoch darauf hin, daß

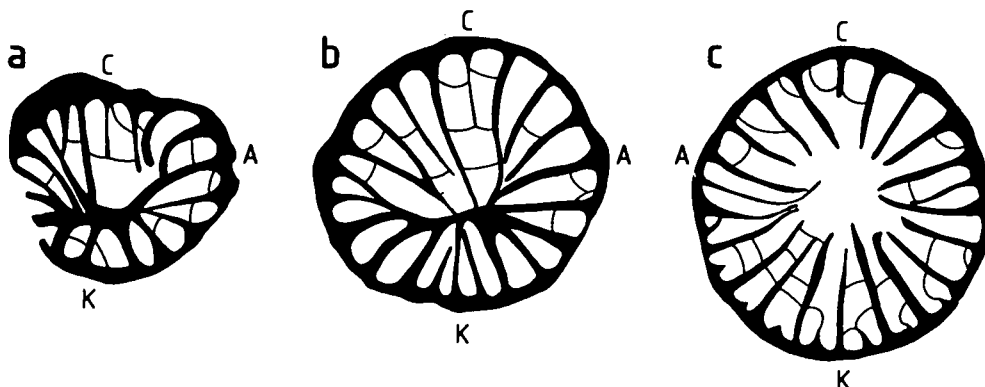


Abb. 8.
 Ontogenetisch unterschiedliche Stadien bei *Zaphrentites genuis* HUDSON nach HUDSON (1944).
 a) Zaphrentoides Stadium.
 b) Allotrophyloides Stadium.
 c) Amplexoides Stadium.

ohne Neotyp eine sichere Entscheidung nicht möglich ist. Neben *Centrocellulosum* THOMSON, 1883 hielt er auch eine Synonymie mit *Zaphrentoides* STUCKENBERG, 1895 für möglich, wies jedoch gleichfalls auf die Notwendigkeit einer Neubearbeitung des Typus hin. Weitere von ihm synonymisierte Genera sind *Monophyllum* FOMICHEV, 1953, *Actinophrentis* IVANOVSKIY, 1967 und *Proheterelasa* COTTON, 1973. Gegen diese Gleichsetzung nahm FEDOROWSKI (1987) Stellung, da sowohl *Monophyllum*, als auch *Actinophrentis* (sowie *Proheterelasma*) sich durch ihre Verkürzung von C im adulten Stadium von *Rotiphyllum* unterscheiden. Die Existenz eines auch adult langen, vorwiegend konvex gelegenen C-Septums im Bereich des Kelchbodens und die Entwicklung einer Stereocolumella von trochophyllidem Typus (FEDOROWSKI & SANDO, 1989), scheinen Schlüsselmerkmale zur Abtrennung von *Rotiphyllum* von anderen Genera der Antiphyllinae zu sein. (Die Verkürzung von C bei dem von WEYER (1975) in Abbildung 1 abgebildeten Coralliten läßt an der Zuordnung dieses Exemplars zu *Rotiphyllum* zweifeln).

***Rotiphyllum omaliosi omaliosi*
(EDWARDS & HAIME, 1851)**

(Abb. 9a-d)

- 1851 *Zaphrentis omaliosi* n.sp. – EDWARDS & HAIME, 337, Taf. 5, Fig. 3, 3a.
 1908 *Zaphrentis omaliosi* E. & H. – CARRUTHERS, 25, Abb. 1,2, Taf. 4, Fig. 1-4.
 1942 *Fasciculophyllum omaliosi*, E. & H. – HUDSON, 261.
 1962 *Fasciculophyllum omaliosi*, E. & H. – DOBROLJUBOVA & KABAPOVICH, 118, C 4, Fig. 5-7.
 1966 *Fasciculophyllum omaliosi*, E. & H. – DOBROLJUBOVA et al., 22, Taf. 1, Fig. 1-3.
 v.1965 *Fasciculophyllum omaliosi omaliosi* (EDWARDS & HAIME). – STÖCKLIN et al., 20.
 v.1968 *Fasciculophyllum (Rotiphyllum) omaliosi*. – RUTTNER et al., S. 57.
 1972b *Fasciculophyllum omaliosi* (E. & H.). – WEYER, Abb. 3a-d.
 1975 *Rotiphyllum omaliosi* (E. & H.). – WEYER, Taf. 3, Fig. 5 (in HOFFMANN et al. 1975).

Material: 65 AR 44/4,5,10,13; 64 AR 233 6,10,14; 63 JS 93/2, 3,11; 63 JE 13/3,14,16,40,42,45; 63 JE 15/8; 66 HF 124/1-3; 66 HF 114/a,b,5; 66 HF 78/39,41; 66 HF 111/13.

Beschreibung: Die Coralliten erreichen eine Länge von bis zu 30 mm, bei einem maximalen Kelch-Ø von 14 mm und einem Kelchboden-Ø von 10-12 mm. Die ca. 1 mm dicke Archaeotheka zeigt an ihrer Außenseite deutliche Septalleisten und eine leichte Querrunzelung. Ein Anwachsteil (Talon) kann auf der Außenseite ebenso auftreten, wie unregelmäßig verteilte Knoten.

Die Septenverteilung bei Exemplar 44/13 ist:

Ø 4,5 mm: 2 : 3 : 3 : 3, 9 mm höher (Ø von 7,0 mm):
 4 : 5 : 5 : 4,2 mm darüber (Ø von 8,5 mm): 4 : 5 : 5 : 4
 und 3 mm über den vorhergehenden Schnitt (Ø von 9 mm): 5 : 5 : 6 : 4.

Bei Exemplar 114/5: Ø: 5,5 x 7,2 5 : 4 : 4 : 5
 9,5 x 10,5 5 : 5 : 6 : 6
 10 x 11,5 6 : 6 : 6 : 6

Andere Coralliten zeigen:

Ø 3,5 mm: 3 : 4 : 4 : 3
 Ø 6 mm: 5 : 4 : 4 : 4
 Ø 6,5 mm: 5 : 6 : 6 : 5
 Ø 7,5 mm: 5 : 6 : 6 : 5

Ø 8 mm: 4 : 7 : 7 : 5
 Ø 9,5 mm: 6 : 6 : 6 : 6, 4 : 6 : 5 : 5; 4 : 6 : 6 : 4
 Ø 10 mm: 4 : 7 : 7 : 4; 4 : 5 : 5 : 7; 5 : 7 : 6 : 5
 Ø 11 mm: 5 : 6 : 6 : 5; 6 : 7 : 8 : 6
 Ø 12 mm: 5 : 6 : 5 : 5; 3 : 4 : 4 : 3
 Ø 13 mm: 4 : 7 : 7 : 4; 4 : 6 : 7 : 4

Die Septenzahl ist meist, wie diese Übersicht zeigt, in den K-Quadranten z.T. deutlich höher, als in den C-Quadranten. Die starken Schwankungen entsprechen den unterschiedlichen Septenzahlen im Reifestadium zwischen 28. und 37. mS fehlen bzw. sind nur als Wellung der Archaeotheka zwischen den MS erkennbar.

C ist lang und reicht ohne Verkürzung bis in den achsialen Abschnitt. Es liegt in einer meist konvexen Fossula, jedoch sind auch Seitenlagen möglich. K reicht gleichfalls bis in den achsialen Raum und kann hier deutlich rhopaloid erweitert sein. Im Kelchbereich ist K länger als KL. Die MS sind zu unterschiedlichen Gruppen gebündelt. Ein Teil der Septen verschmilzt achsial, unter Einschluß stereoplasmatischer Ausscheidungen, zu einer Stereocolumella. Bisweilen sind A-Fossulae gut entwickelt. Bodenschnitte sind meist nach außen konkav. Dissepimente fehlen.

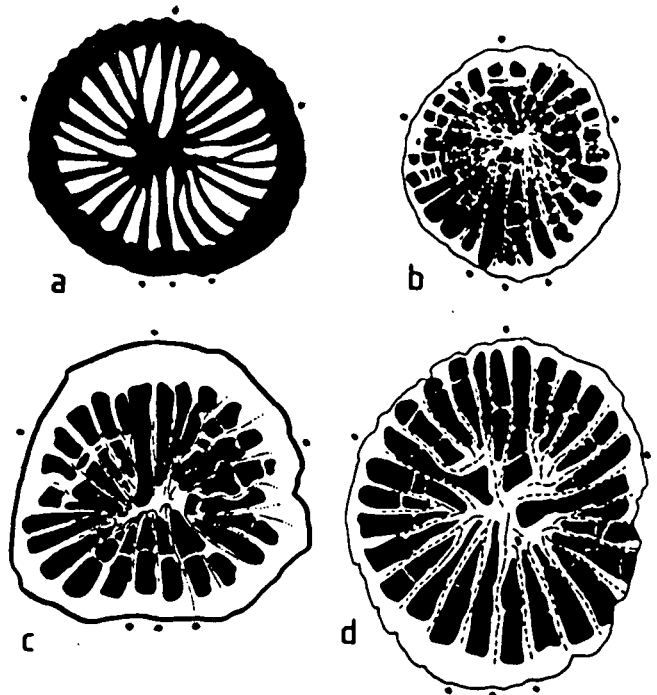


Abb. 9.
Rotiphyllum omaliosi omaliosi (EDWARDS & HAIME, 1851).
 a) 63 JS 93/2; 4,8x.
 b) 66 HF 114/a; 4,8x.
 c,d) 66 HF 44/4; 4,8x.

Bemerkungen: Die Faunen gleichen durch die Bündelung der Septen und die A- und C-Fossulae völlig *Rotiphyllum omaliosi omaliosi* aus dem westeuropäischen Unterkarbon. Gewisse Abweichungen ergeben sich aus der etwas höheren Septenzahl. Daneben gibt es aber auch Exemplare, die diesem Bild nicht ganz entsprechen. Trotzdem möchte ich weder eine Trennung innerhalb des vorliegenden Materiales, noch eine solche von den westeuropäischen Formen vornehmen. Diese sind in ihrer Schwankungsbreite kaum bekannt. Es fragt sich, ob bei gleichem Erscheinungs-

bild Größenunterschiede für eine taxonomische Trennung ausreichen. Das Problem der generischen Zuordnung von *omaliosi* liegt darin, daß die für *Rotiphyllum* charakteristische Beteiligung von *Stereoplasma* am Aufbau der Columella sehr gering ist. Dies scheint ein deutlicher Unterschied zu *R. rushianum* zu sein, bei der die Juvenilstadien das typische *omaliosi*-Bild, die Reifestadien jedoch eine radiärere Septenanordnung mit einer *Stereocolumella* zeigen.

Rotiphyllum rushianum rushianum
(VAUGHAN, 1908)

(Abb. 10a,b)

- 1906 *Densiphyllum* – VAUGHAN, 318, Taf. 29, Fig. 6.
- 1908 *Densiphyllum rushianum* n.sp. – VAUGHAN, 459.
- 1944 *Rotiphyllum rushianum* (VAUGHAN) – HUDSON 356, Abb. 1c, Taf. 56, Fig. 1a–e, 2.
- 1978 *Rotiphyllum rushianum* (VAUGHAN). – POTY, Taf. 6, Fig. 4,4 (in KIMPE et al.).
- 1981 *Rotiphyllum rushianum* (VAUGHAN). – POTY; 14, Abb. 7, Taf. 1, Fig. 4,5.

Material: 63 JE 13/48,59; 66 HF 109/5; 65 AR 13/1 .

Beschreibung: Die trochoiden Coralliten haben eine Länge bis etwa 35 mm. Die Archaeotheka zeigt an ihrer Außenseite Septalleisten, sowie vereinzelte Knoten. Folie A (Abb. 10a) hat einen Ø von 3 mm und eine Septenverteilung von 2 : 3 : 3 : 2. C liegt konvex. Das Bild ist zaphrentoid mit deutlichen A- Fossulae. Die 15 mm höhere Folie B (Abb. 10b), mit einem Ø von 8 mm hat eine Septenverteilung von 5 : 4 : 4 : 5. Die radiär gestellten, langen Septen werden achsial stereoplasmatisch miteinander verbunden und sind im peripheren Bereich verdickt. mS fehlen. 109/5 hat bei 9 mm Ø 22 Septen und eine 1 mm breite Archaeotheka. 13/59 besitzt bei 8 mm Ø 27 Septen.

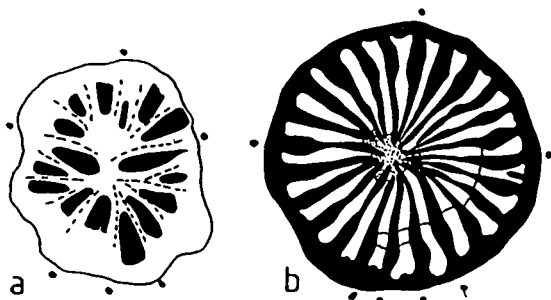


Abb. 10.
Rotiphyllum rushianum rushianum (VAUGHAN, 1908).
a,b) 63 JE 13/48; 4,8x.

Bemerkungen: Die Formen entsprechen in der Zahl der Septen, der Art ihrer peripheren Verdickung, der stereoplasmatischen, achsialen Verknüpfung und den Ø völlig der von VAUGHAN aus dem Visé Englands beschriebenen Art.

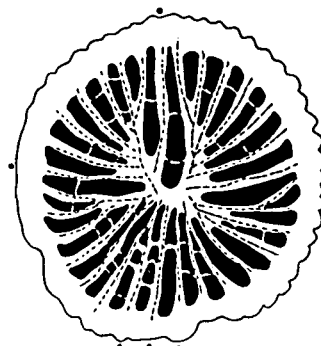
***Rotiphyllum rushianum major* n.ssp.**

(Abb. 11a,b)

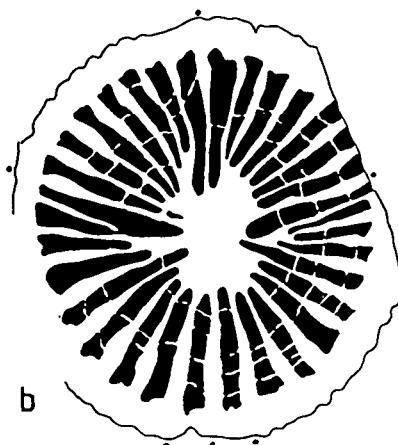
- Holotypus: 63 JE 13/10.
- Locus typicus: Howz-e-Dorah.
- Derivatio nominis: major (lat.) - nach der Größe.
- Stratum typicum: Sadar I Fm., O.-Visé.

Diagnose: Die Subspezies unterscheidet sich von der typischen Art durch den größeren-Ø mit einer Septenzahl von über 30.

Beschreibung: Der trochoide etwa 30 mm lange Corallit zeigt an seiner Außenseite eine gut entwickelte Längsstreifung. Folie A, mit einem Ø 8,5 mm zeigt eine auffallende, bis in das Zentrum reichende Fossula mit langem C, welches sich achsial mit A, KL und K trifft. Die Septenverteilung ist 6 : 7 : 6 : 6. Die MS der vier Quadranten sind gebündelt, wobei jeweils das vorletzte Septum das längste ist. Zu ihm sind die vorangehenden pinnat angeordnet. Der Ø von B ist 11,5 mm bei einer Breite der Archaeotheka von um 1 mm. Die langen Septen sind im Gegensatz zu A radiär angeordnet und achsial stereoplasmatisch mit einander verbunden. Die Septen sind im unteren Drittel entsprechend den Gegebenheiten bei *R. rushianum rushianum* verdickt. Die Septenverteilung ist 6 : 8 : 7 : 6. mS sind nur vereinzelt als knotenartige Vorsprünge der Archaeotheka erkennbar.



a



b

Abb. 11.
Rotiphyllum rushianum major n.ssp.
a,b) 63 JE 13/10, 4,8x.

Bemerkungen: Die Form erinnert in Folie A stark an *Rotiphyllum omaliosi omaliosi*, in Folie B, durch die Ausbildung der radiär angeordneten Septen, an *R. rushianum*, wobei es sich von diesem durch die deutliche Entwicklung von Fossulae, den größeren Ø und die höhere Septenzahl unterscheidet. Dementsprechend scheint die Aufstellung einer Unterart gerechtfertigt, wengleich mir nur ein Individuum vorliegt.

?*Rotiphyllum* sp.

(Abb. 12)

Material: 63 AR 173/25 .

Beschreibung: Der trochoide Corallit hat eine Länge von 19 mm. Der Kelch-Ø beträgt etwas über 6 mm. 2 mm tiefer zeigt ein Schliff, konkav gelegen, C, welches achisal durch eine Stereocolumella mit den übrigen Septen verbunden ist. Der Columella-Ø ist 1,5 mm. Die Septenverteilung ist 2 : 3 : 3 : 2. KL und K, konvex gelegen, sind gegenüber C kürzer. Auffallend ist die bis 1 mm breit werdende Archaeotheka aus konzentrischen Lamellen bestehend. mS fehlen.

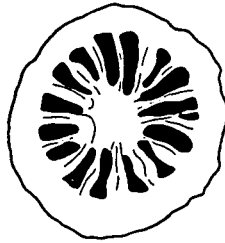


Abb. 12.
? *Rotiphyllum* sp.
63 AR 173/25; 4,8x.

Bemerkungen: Die Zuordnung zu *Rotiphyllum* stützt sich vor allem auf die Stererocolumella. Schwierigkeit bereitet jedoch das konkav gelegene C-Septum, sowie der auffallende Aufbau der Archaeotheka aus dünnen, konzentrisch angeordneten Lamellen.

Genus: *Claviphyllum* HUDSON, 1942

1942 *Claviphyllum* HUDSON, 262.
1952 *Antiphyllum* SCHINDEWOLF, 63.

Diagnose: Trochoide Coralliten mit Verkürzung des konvex gelegenen C-Septum im adulten Stadium. K lang, zum Teil rhopaloid. Dissepimente fehlen. mS z.T. vollkommen in der dicken Archaeotheka eingeschlossen und kaum erkennbar oder vorragend und kontratingent.

Bemerkungen: Diskussionen des Genus geben FEDOROWSKI (1987), KULLMANN & RODRIGUEZ (1986) und WEYER (1974, 1975b). Das Hervortreten einzelner Septen der C- und K-Quadranten wird nicht als Gattungsmerkmal gewertet.

***Claviphyllum falcatum* n.sp.**

(Abb. 13a-d)

Holotypus: 63 JE 15/1.

Locus typicus: Howz-e-Dorah.

Stratum typicum: Sadar I Fm., O.-Visé.

Derivatio nominis: Nach der Form der Septen falcatus (lat.) – sichelförmig.

Diagnose: Die Art hat bei einem Kelch-Ø von bis über 25 mm eine Septenzahl von über 40. Die Septen sind bis in das adulte Stadium dick.

Beschreibung: Der trochoide Corallit hat bei einer Länge von über 40 mm einen Kelch-Ø von 25x30 mm. Die Zahl der im Kelchbereich nur als kurze Leisten erkennbaren, undifferenzierten Septen beträgt hier 42.

Ca. 9 mm über der Corallitenspitze finden sich bei einem Ø von 11 mm 29 Septen. Ihre Verteilung ist 6 : 6 : 5 : 6. Sie berühren sich weitestgehend. C und K sind lang und reichen bis in das Zentrum. Auffallend ist ein C benachbartes, langes MS. In den C-Quadranten sind die MS deutlich fiederförmig angeordnet, während sie in den K-Quadranten leicht radial stehen. Die beiden A-Septen sind lang, während KL gegenüber K deutlich verkürzt ist. mS sind in keiner der Schriffe erkennbar, bzw. nur innerhalb der Archaeotheka angedeutet.

Schliff B, ca. 5 mm höher, hat einen Ø von 14 mm. Die Septenzahl ist 35, ihre Verteilung 8 : 6 : 7 : 7. K ist lang, C zeigt beginnende Verkürzung. Die fiederförmige Anordnung der Septen in den C-Quadranten beginnt zu verschwinden.

Der 5 mm höhere Schliff C mit einem Ø von 17 mm entspricht in der Septenzahl und der Septenverteilung dem vorhergehenden, jedoch ist C deutlich kürzer und liegt zwischen deutlich hervorgehobenen, Fossulaartigen Interseptalräumen. Einzelne Bodenschnitte sind erkennbar. Der achisale Raum ist mit Stereoplasma erfüllt, welches die achsialen Septenden verbindet.

Schliff D, 5 mm über dem vorhergehenden, hat bei einem Ø von 18 mm eine Septenzahl von 38 mit jeweils 8 MS in den Quadranten. C ist kurz, K lang und klobig, KL kurz, A hebt sich in seiner Länge nicht von den folgenden MS ab.

Bemerkungen: Die Verkürzung von C, das lange klobige K-Septum, die verkürzten KL-Septen und das Fehlen besonders in Erscheinung tretender mS sind Merkmale des Genus *Claviphyllum*. Auch die Lage von C an der Konvexseite entspricht der Definition. Eine

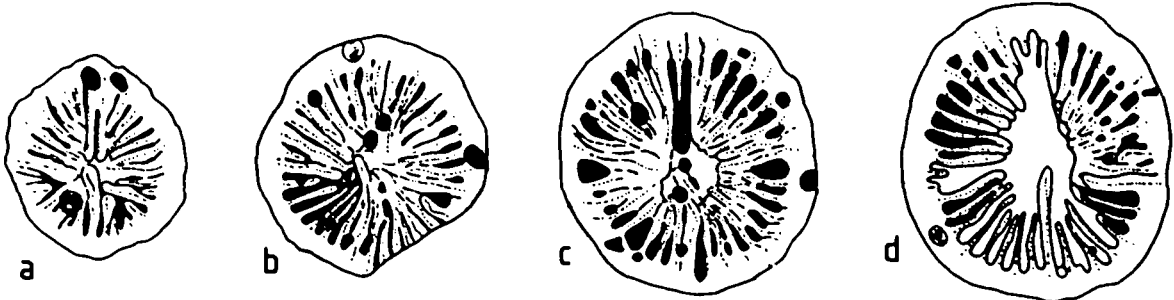


Abb. 13.
Claviphyllum falcatum n.sp.
Holotypus.
a-d) 63 JE 15/1; 2,1x.

Tabelle 1.
Durchmesser und maximale Septenzahl der Arten von *Claviphyllum* HUDSON.

	Ø [mm]	Septen
<i>Claviphyllum emilianum</i> KULLMANN & RODRIGUEZ	- 12,5	- 26
<i>C. kosmovenense</i> FEDOROWSKI	- 8	- 22
<i>C. eruca</i> (McCOY)	- 8	- 16
<i>C. inopinatum</i> (SCHINDW.)	- 6	- 20
<i>C. pauperulum</i> (SCHINDW.)	- 6 (10)	- 20
<i>C. magnificum</i> (SCHINDW.)	- 10	- 20
<i>C. carruthersi</i> (HILL)	- 14	- 24
<i>C. hillae</i> (HUDS & FOX)	- 9	- 24
<i>C. intermedium</i> (THOMS. 1883)		
<i>C. parvulum</i> (TH. & N. 1876)		
<i>C. reticular</i> (TH. & N. 1876)		
<i>C. scoticum</i> (TH. & N. 1876)		

Zuordnung zu einer der bisher beschriebenen Arten ist aufgrund der hohen Septenzahl (vgl. Tab. 1) nicht möglich. Das Genus fand sich bisher im Visé und Namur von Europa.

Von Interesse sind zahlreiche postmortale, mit Sediment verfüllte Bohrlöcher mit einem Ø von maximal 1 mm, die von einer eigenen Mauer umkleidet sind.

***Claviphyllum weyeri* n.sp.**

(Abb. 14a-f)

Holotypus: 66 HF 111/1.

Locus typicus: W Kuh-e-Shesh Angosht (Abb. 5).

Stratum typicum: Sadar I, nach Conodonten (det. H.P. SCHÖNLAUB) Namur.

Paratypen: 66 HF 111/18-21, 24-35

Derivatio nominis: Ich benenne die Art nach D. WEYER, Berlin, der zur Kenntnis der Hapsiphyllidae in zahlreichen Arbeiten beitrug.

Differentialdiagnose: Art des Genus *Claviphyllum* mit zahlreichen, bis zum Kelchboden gebündelten, Septen.

Beschreibung: Die Coralliten erreichen eine Länge bis gegen 40 mm, bei einem maximalen Ø von um 18 mm.

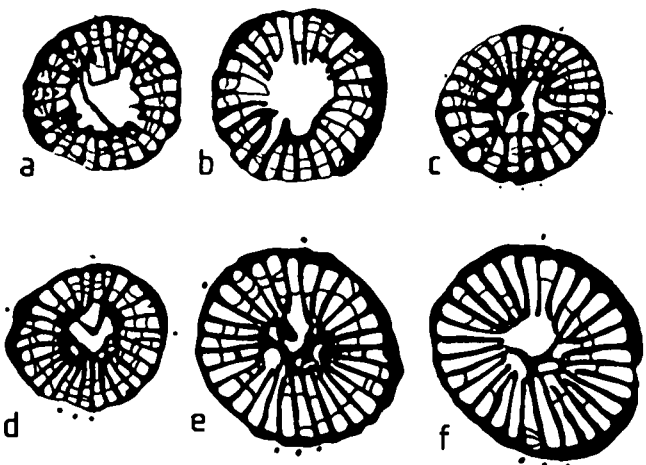


Abb. 14.
Claviphyllum weyeri n.sp.
a,b) 66 HF 111/12; 2,1x.
c) 66 HF 111/7; 2,1x.
d-f) Holotypus.
66 HF 111/1; 2,1x.

Vom Typus wurden drei Folien angefertigt. Die tiefste Folie, knapp über der abgebrochenen Corallitenspitze, hat bereits einen Ø von 9x9,5 mm, bei einer Dicke der Archaeotheka von 0,5 mm. Das an der Konvexseite gelegene C-Septum entspricht in seiner Länge den Metasepten und liegt in einer sich bis über den achsialen Raum erstreckenden Fossula. Das K-Septum überragt die benachbarten langen KL. Die Septenverteilung ist 5 : 7 : 7 : 4.

7 mm höher ist das Bild nur wenig verändert. Die Septenverteilung ist 5 : 7 : 8 : 4. K ist lang, KL kürzer, ein A-Septum rhopaloid, C länger als die benachbarten MS. 5 mm höher bleibt die Septenverteilung gleich, C hat nunmehr gleiche Länge wie die benachbarten MS. K ist deutlich länger als die übrigen Septen. Im Kelch tritt K durch seine Länge und Breite deutlich hervor, während das konvex gelegene C-Septum nur kurz und keilförmig in die Fossula vorragt.

In allen Folien bis in den Kelch sind die MS deutlich gebündelt.

Dissepimente fehlen. Tabulae zeigen sich im QS als hoch aufgetürmte kuppelförmige Bögen.

Bemerkungen: Die Ausbildung und Entwicklung von K und C, sowie die konvex gelegene bis in das Zentrum reichende C-Fossula ordnen die Form *Claviphyllum* HUDSON zu. Ø und Septenzahl zeigen das Vorliegen einer neuen Art.

***Claviphyllum* sp.**

(Abb. 15)

Material: 66 HF 111/8,10; 66 HF 114/4.

Beschreibung: Die konisch-zylindrischen Coralliten werden über 25 mm lang. Die Epithek ist glatt bzw. leicht quergerunzelt. Der Kelchrand scheint – soweit dies der Rest erkennen läßt – steilwandig zu sein. Der Kelchboden ist eben. Auffallend ist das bis in den achsialen Raum reichende, und hier rhopaloid aufgetriebene K-Septum, dem ein kurzes in einer Fossula liegendes C gegenübersteht. Septenverteilung und Ø sind:

Ø [mm]	Septenverteilung
16	5 : 6 : 5 : 5
15	6 : 5 : 5 : 6
12	5 : 6 : 7 : 3
9,5	5 : 5 : 6 : 4

Die ms sind nur als kurze Leisten angedeutet. Die KL sind auffallend kürzer als das Gegenseptum.

Bemerkungen: Die gattungsmäßige Zuordnung ist durch die Ausbildung des Gegenseptums sowie das

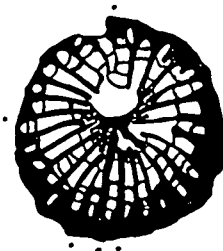


Abb. 15.
Claviphyllum sp.
66 HF 114/4; 2,1x.

kurze, in einer Fossula liegende Hauptseptum gegeben. Eine Zuordnung zur *C. weyeri* erscheint für Exemplar 111/10 möglich, ist jedoch zufolge der Septenverteilung für die übrigen Exemplare unwahrscheinlich.

Familie: Plerophyllidae KOKER, 1924
Subfamilie: Plerophyllinae KOKER, 1924
Genus: *Ufimia* STUCKENBERG, 1885

1895 *Ufimia* STUCKENBERG, 27.
 1936 *Rhopalolasma* HUDSON, 93.

Diagnose: C und K kurz. KL und A durch Länge und Ausbildung hervortretend, wodurch sich im Querschnitt ein bilaterales Bild ergibt. ms zum Teil vorhanden, Tabulae kuppelförmig, z.T. biform.

Bemerkungen: Das vom Eifelium bis in das Perm bekannte Genus wurde bisher im Unterkarbon nach ILJINA (1984) mit zwölf Arten bekannt. Ihre Zuordnung in der von SCHINDEWOLF (1942:125) gegebenen Darstellung ergibt:

I. MS in den Quadranten ab 2 bzw. 3 an Länge abnehmend, in den C-Quadranten bis zur Symmetrie reichend:

U. infracarbonica SCHINDEWOLF, 1942

U. rylostonense (HUDSON, 1943)

II. MS nicht regelmäßig an Länge abnehmend:

1. Kleinsepten fehlend oder kurz:

a) A und KL durch Länge und Dicke nicht auffallend:

U. tricyclica SCHINDEWOLF, 1942

U. clavata SCHINDEWOLF, 1942

b) A und KL durch Länge und Dicke auffallend:

U. inaequale SCHINDEWOLF, 1940

U. i. catabrica KULLMANN, 1966

U. schindewolfi KULLMANN, 1966

U. tenuis KABAKOWITSCH, 1952

2. Kleinsepten kräftig, lang, dünn:

U. longiseptatum (FRECH), 1889

U. bradbourense (WILMORE, 1910)

Ufimia infracarbonica SCHINDEWOLF, 1942

(Abb. 16a-c)

1869 *Zaphrentis* sp. – KUNTH, 192, Taf. 2, Fig. 6.

1942 *Plerophyllum (Ufimia) infracarbonicum* n.sp. – SCHINDEWOLF, 130, Abb. 50, 51a,b 52, Taf. 24, Fig. 4, 5a-c; Taf. 25, Fig. 1a-b, 2.

1943 *Rhopalolasma rylostonense* n.sp. – HUDSON, S. 84, Taf. 14, Fig. 2,4,6; Taf. 15, Fig. 4.

1952 *Plerophyllum (Ufimia) infracarbonicum* SCH. – SCHINDEWOLF, 209.

v.1965 *Plerophyllum (Ufimia) infracarbonicum* SCH. – STÖCKLIN et al., 19,20.

v.1968 *Plerophyllum (Ufimia) infracarbonicum* (SCH. – RUTTNER et al., 57.

Material: 63 AR 58a/1; 64 AR 233/2,5,7,9,15,16; 65 AR 12/1, 3,5; 65 AR 44/3; 63 JE 13/14,18; 66 HF 78/1,4,4a,6,6a,8,10,7; 66 HF 109/1,6,8,10,12; 66 HF 115/1; 66 HF 125/11,12; 66 HF 124/4,5.

Beschreibung: Die trochoiden bis ceratoiden Coralliten können eine Länge bis zu 55 mm und einen Ø bis 14 mm erreichen. Die Außenseite der Archaeotheka ist glatt und zum Teil leicht quer gerunzelt.

Im QS zeigt sich eine stark ausgebildete bilateral-symmetrische Anordnung der Septen. Das kurze C liegt konvex. Die teilweise rhopaloiden KL überragen K etwas. Die A-Septen sind rhopaloid und dominieren in ihrer Länge. Die MS der K-Quadranten nehmen bis zum 3. (seltener 4.) MS an Länge zu, dann wieder ab. In den C-Quadranten ist meist das 2. bzw. 3. (selten 4.) Septum deutlich länger. Die mS sind meist lang und dünn. Dies trifft besonders für die der K-Quadranten zu. Die mS der C-Quadranten sind bisweilen kontratingent. Auffallend sind die meist langen mS zwischen K und KL.

Die Septenverteilung schwankt stark:

	Ø	Septenverteilung
58a/1	8,0	4 ₂ : 4 ₂ : 3 ₂ : 4 ₂
233/16	8,5	4 ₂ ³ : 5 ₃ ³ : 5 ₃ ³ : 4 ₂ ²
78/4	8,5	4 ₃ ³ : 5 ₄ ⁴ : 5 ₃ ³ : 5 ₄ ⁴
233/5	9,0	4 ₂ ² : 5 ₃ ³ : 5 ₃ ³ : 4 ₂ ²
13/8	9,0	5 ₂ ² : 6 ₃ ³ : 6 ₃ ³ : 5 ₂ ²
233/7	9,0	4 ₂ ² : 4 ₂ ² : 4 ₂ ² : 4 ₂ ²
13/1	9,5	4 ₂ ² : 4 ₂ ² : 5 ₂ ² : 4 ₂ ²
15/12	9,5	5 ₂ ² : 6 ₄ ⁴ : 6 ₄ ⁴ : 5 ₂ ²
109/12	9,7	5 ₂ ² : 6 ₃ ³ : 6 ₃ ³ : 6 ₂ ²
109/1	9,7	5 ₃ ³ : 6 ₂ ² : 6 ₂ ² : 6 ₄ ⁴
78/2	11,0	5 ₃ ³ : 5 ₃ ³ : 6 ₃ ³ : 4 ₃ ³
78/3	13,0	5 ₂ ² : 6 ₃ ³ : 6 ₃ ³ : 5 ₂ ²

Die maximale Septenzahl beträgt um 28 bis 30×2. Bodenschnitte kommen nur in den tieferen Schnittlagen vor, wobei jedoch hier die Septen meist derart eng stehen, daß kaum freie Interseptalräume beobachtbar sind.

Bemerkungen: Innerhalb der vorliegenden Formen der Art lassen sich zwei Typen unterscheiden, und zwar ein langzylindrisch-ceratoider mit einem größeren Ø, und ein trochoider mit geringerem Ø. Beide treten an denselben Fundpunkten auf. Ihre taxonomische Trennung ist daher nicht gerechtfertigt. Die vorliegenden Individuen gleichen weitestgehend den von SCHINDEWOLF (1942) bzw. HUDSON (1943) abgebilde-

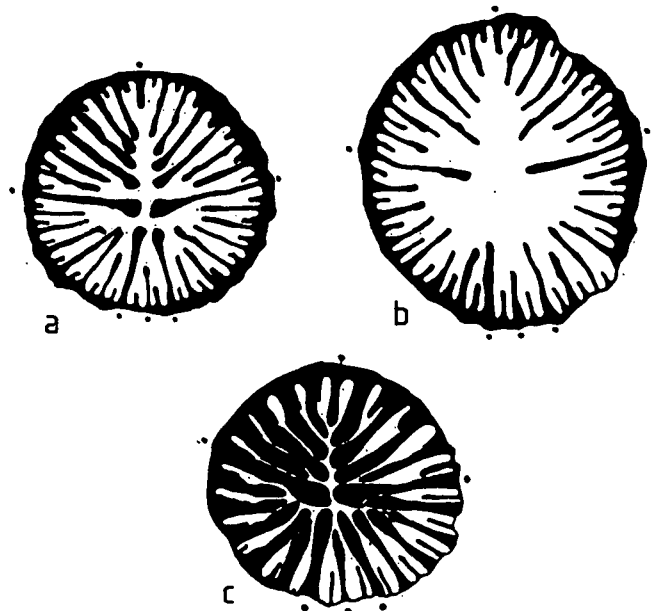


Abb. 16.
Ufimia infracarbonica SCHINDEWOLF, 1942.
 a,b) 65 AR 44/3; 4,8x.
 c) 63 JE 13/7; 4,8x.

ten Formen aus dem höheren Visé von England und Deutschland. Vor allem die langen mS beiderseits von K, die bilateral-symmetrische Septenanordnung, sowie die Abnahme der Septenlänge vom 2. bzw. 3. MS sind charakteristische Merkmale. Geringfügige Unterschiede reichen bei der, auch von SCHINDEWOLF (1942) angeführten, großen Variabilität nicht zur Aufstellung einer eigenen Unterart für die Formen Ostirans aus.

***Ufimia* aff. *Intracarbonica* SCHINDEWOLF, 1942**

(Abb. 17)

aff. 1942 *Pterophyllum* (*Ufimia*) *intracarbonicum* n.sp. – SCHINDEWOLF, 130.

Material: 66 HF 78/5 .

Beschreibung: Der trochoide Corallit hat eine unbekannte Länge von über 30 mm. Ein oberer Schriff zeigt bei einem Ø von 11 mm eine Septenverteilung von 4 : 5 : 6 : 3.

A und KL treten deutlich hervor. C- und K sind verkürzt. Trotz der ungleichen Septenzahlen in den Quadranten zeigt sich eine deutliche bilaterale Symmetrie. Die mS sind verhältnismäßig groß. Sämtliche Septen erfüllen fast vollständig das Lumen. Nur an zwei Stellen sind Interseptalräume erkennbar. Auch der Rest des Zentralraumes ist durch stereoplasmatische Ablagerung ausgefüllt.

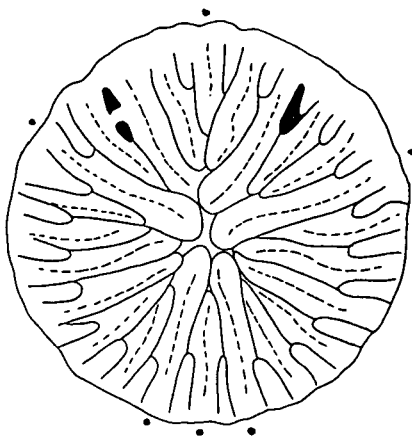


Abb. 17.
Ufimia aff. *intracarbonica* SCHINDEWOLF, 1942.
66 HF 78/5; 4,8x.

Bemerkungen: Die Form unterscheidet sich von anderen durch das weitgehende Fehlen von Interseptalräumen auch im adulten Stadium, ein Merkmal, welches sich normalerweise nur in ontogenetischen Frühstadien findet. Die bilaterale Anordnung der Septen rückt sie *U. intracarbonica* nahe. Von einer Zuordnung wird zufolge genannter Erscheinung abgesehen.

***Ufimia* *biforma* n.sp.**

(Abb. 18a-e)

Holotypus: 66 HF 78/112.

Locus typicus: Östlich Cheshemeh Shir, Ostiran.

Stratum typicum: Sadar I-Formation, Namur.

Parotypen: 66 HF 78/2,7,113?; 66 HF 125/13; 63 JE 15/12 (O. Visé).

Derivatio nominis: Benannt nach dem biformen Tabularium.

Diagnose: Art des Genus *Ufimia* mit teilweise unregelmäßiger Septenentwicklung in den Quadranten, C-Septum auffallend dünn. Gut entwickeltes biformes Tabularium.

Beschreibung: Die kegelförmigen bis 40 mm lang werdenden Coralliten erreichen einen Ø bis 15 mm. Die ontogenetische Entwicklung der Septen zeigt folgende Übersicht (Exemplar 78/112):

Ø[mm]	Septenverteilung
4,5	2 : 3 : 3 :
8,5	2 : 5 : 5 : 3
12,5	3 : 6 : 6 : 3
14	3 : 6 : 6 : 3
15	3 : 6 : 6 : 3

Die Septen sind in den höheren Schnittlagen meist radiär angeordnet, wobei das 2. oder 3. Septum der C- Quadranten das längste sein kann. In den K-Quadranten herrscht keine Regelmäßigkeit in Hinblick auf die Septenlänge. Auffallend ist die zum Teil sehr unregelmäßige Septenverteilung, in den Exemplaren 78/7 und 113:

Ø [mm]		Septenverteilung
7	12	3 : 7 : 4 : 5
113	10	4 : 6 : 5 : 5

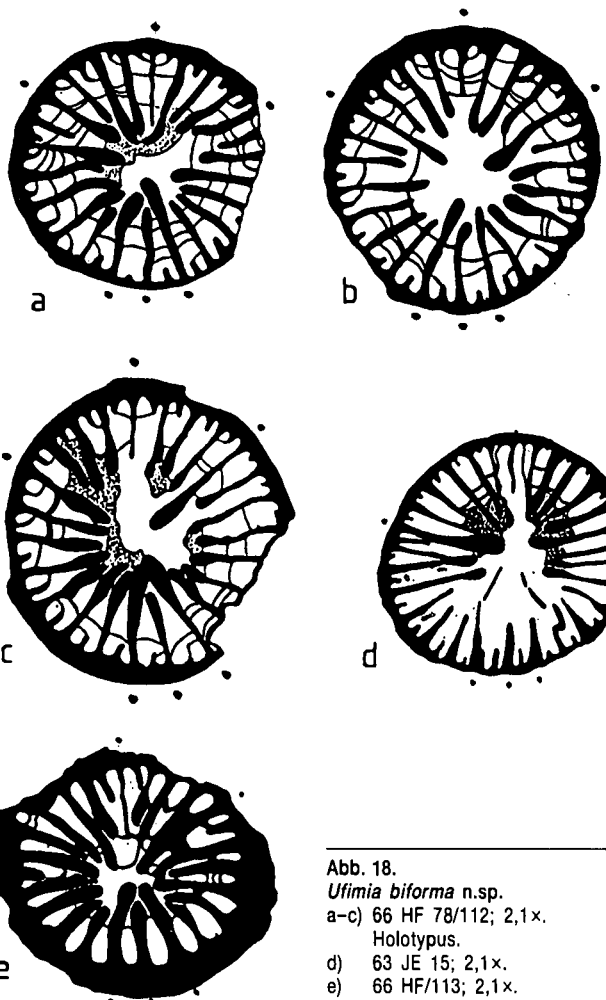


Abb. 18.
Ufimia *biforma* n.sp.
a-c) 66 HF 78/112; 2,1x.
Holotypus.
d) 63 JE 15; 2,1x.
e) 66 HF/113; 2,1x.

C liegt in einer Fossula-artigen Verbreiterung der C benachbarten Interseptalräume und ist auffallend dünn. A bzw. KL können rhopaloid verdickt sein und treten teilweise deutlich in Erscheinung, wobei auch hier keine Regelmäßigkeit feststellbar ist. K ist etwas kürzer als die benachbarten KL-Septen. In den höheren Wachstumsstadien treten die mS teilweise deutlich hervor, während sie in den tieferen Stadien bzw. bei einer stark verdickten Archaeotheka von dieser umhüllt sein können. Die Zahl der MS liegt in den K-Quadranten meist deutlich über der in den C-Quadranten. Ein Charakteristikum sind die gegen die Achse ansteigenden Böden und die Entwicklung eines biformen Tabulariums.

Bemerkungen: Die angeführten Merkmale unterscheiden die vorliegende Art sehr deutlich von anderen. Die Zugehörigkeit zu *Ufimia* ergibt sich daraus, daß der Bauplan bis in die Kelchbasis, trotz radiärer Anordnung und angedeuteter Verkürzung der Septen, erkennbar ist. Die Unterschiede in der Septenzahl und -anordnung bei den Exemplaren werden als Schwankungsbreiten gedeutet, nachdem die charakteristischen Merkmale in allen Exemplaren vorhanden sind und die meisten Coralliten vom selben Fundpunkt stammen.

Ufimia tricyclica
SCHINDEWOLF, 1942?
 (Abb. 19)

1942 *Pterophyllum (Ufimia) tricyclica* n.sp. – SCHINDEWOLF, 137, Abb. 55a–c, 56a–d, Taf. 25, Fig. 4.5.
 1979 *Ufimia tricyclica* SCHINDEWOLF. – WEYER, 4, Taf. 1, Fig. 1–7.

Material: 65 AR 44/2; P 60–11/155.

Beschreibung: Die trochoiden Coralliten erreichen eine Mindestlänge von 25 mm. Bei einem \varnothing von 14 mm knapp unter dem Kelch ist die Septenanordnung $4^2 : 5^2 : 6^3 : 4^2$. Bei einem \varnothing von 11,5 mm zeigt ein anderes Exemplar $4^2 : 5^3 : 5^3 : 4^2$. Dementsprechend liegt die Septengesamtzahl bei 24 bis 25. Die mS sind kurz, oft nur keilförmig. C und K sind deutlich verkürzt, wobei beide Exemplare unterschiedlich ausgebildet sind. Charakteristisch sind dünne, vereinzelt rhopaloid entwickelte MS. Die A-Septen sind in Exemplaren 44/2 deutlicher, in 60–11/155 schwer von den MS unterscheidbar. Die Archaeotheka hat eine Dicke von bis 0,4 mm.

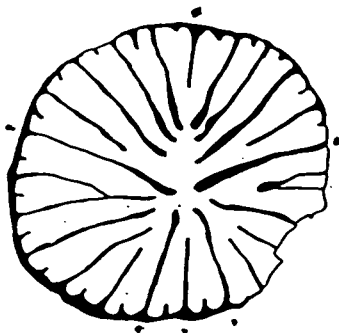


Abb. 19.
Ufimia tricyclica SCHINDEWOLF, 1942?
 65 AR 44/2, 2,1x.

Bemerkungen: Die Septenanordnung und -ausbildung entspricht der Gruppe II/1/a von SCHINDEWOLF (1942), wobei vor allem *U. tricyclica* in der Existenz auffallend dünne Septen große Ähnlichkeit zeigt. Unterschiede liegen in den Abmessungen und dem Fehlen von drei Septenordnungen bei vorliegenden Exemplaren. Wie jedoch WEYER (1979) am Typusexemplar fest stellen konnte, ist dieses Merkmal auch bei diesem nur untergeordnet erkennbar. Auch der gegenüber dem Typus größere \varnothing der ostiranischen Form erlaubt bei der bekannten großen Schwankungsbreite innerhalb der Arten von *Ufimia* keine sichere Abtrennung. Diesem Unterschied wird durch die nur fragliche Zuordnung Rechnung getragen.

***Ufimia cf. elongata* (GRABAU, 1922)**
 (Abb. 20a,b)

cf. 1922 *Tachylasma elongatum* GRABAU, 37, Taf. I, Fig. 13a–c.
 Material: 66 HF 109/7; 64 AR 233/4,8.

Beschreibung: Die trochoiden Coralliten erreichen eine Länge bis 30 mm, bei einem Kelch \varnothing von um 10 mm. Die Verteilung der 24–26 Septen unterhalb des Kelches ist:

$$3^2 : 7^3 : 7^3 : 3^2; 4^3 : 5^3 : 5^3 : 4^3;$$

$$3^2 : 6^3 : 6^3 : 3^2;$$

Die mS sind relativ lang. C und K kurz. A länger als KL, welches in seiner Länge die der MS der K-Quadranten nicht übersteigt. Eine bilaterale Septenanordnung ist nur undeutlich erkennbar.

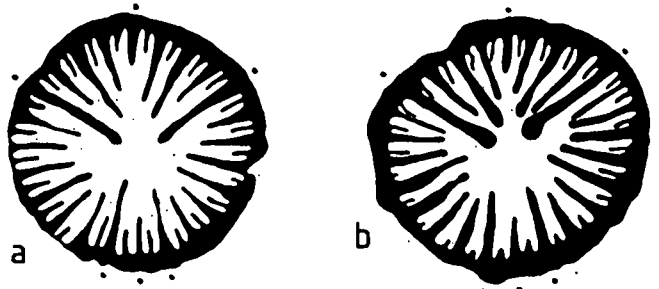


Abb. 20.
Ufimia cf. elongata (GRABAU, 1922).
 a) 64 AR 233/4, 2,1x.
 b) 66 HF 109/7; 2,1x.

Bemerkungen: Die quasiradiäre Septenanordnung und die relativ kurzen KL unterscheiden die Coralliten von *U. intracarbonica*. Letzteres ist auch ein Unterschied gegenüber *U. bradbourenses* WILMORE, 1910. Der starke Gegensatz in der Zahl der Septen zwischen K- und C-Quadranten ist ein Merkmal, welches vor allem von permischen Arten, z.B. *U. elongata* (GRABAU) bekannt ist, wobei auch diese Arten meist durch lange A-Septen ausgezeichnet sind. Obgleich es wahrscheinlich ist, daß die Formen einer neuen Art angehören, möchte ich bei der großen Zahl von meist schlecht bekannten *Ufimia*-Arten von einer Benennung absehen.

Ufimia* sp., Gruppe *U. inaequale

SCHINDEWOLF, 1940

(Abb. 21)

vgl. 1940 *Pterophyllum* (*Ufimia*) *inaequale* n.sp. – SCHINDEWOLF, 394, Abb. 1.

Material: 64 AR 233/17.

Beschreibung: Die Länge des unvollkommenen Bruchstückes ist nicht bekannt. Ein Querschliff ca. 4 mm unterhalb des Kelchs, hat bei einem \varnothing von 9,5 mm eine Septenverteilung von $2^2 : 5^2 : 5^3 : 3^3$, wobei in drei Quadranten jeweils ein verlängertes mS bis oder nahe bis in das Zentrum reicht und sich hier mit den langen KL und A trifft. Es ergibt dies ein für *Ufimia* sehr ungewohntes Bild, welches jedoch 2 mm höher, durch Verkürzung der langen Septen, verschwindet. Die Gesamtseptenzahl von 21 bleibt unverändert. mS fehlen, sie finden sich jedoch in der aus dem Kelchbereich stammenden Folie als kurze Vorsprünge zwischen den gleichfalls kurzen, keilförmigen Großsepten. Hand in Hand damit geht eine Verschmälerung der Archaeotheka, die anfangs eine Dicke zwischen 2,5 und 3 mm besitzt, im Kelchbereich jedoch unter 2 mm bleibt. An ihrer Außenseite zeigt sie eine deutliche Längsrippung. Die Rippenzahl ist höher als die der Großsepten, erreicht jedoch die Gesamtseptenzahl (inkl. mS) nicht.

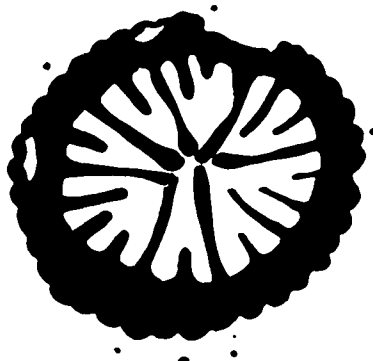


Abb. 21.

Ufimia sp. Gruppe *U. inaequale* SCHINDEWOLF, 1940. 65 AR 233/17; 2,1x.

Bemerkungen: Das Charakteristikum sind die in ihrer Länge unregelmäßigen MS, die teilweise bis in das Zentrum reichen, sowie ein relativ kurzes K-Septum. Es entspricht dies der Gruppe II./1.b. von SCHINDEWOLF 1942 und bei dieser am ehesten *U. inaequale*, von dem es sich jedoch in verschiedenen Merkmalen, wie der dicken Archaeotheka, unterscheidet. Da nur ein Exemplar vorliegt wird von einer Benennung abgesehen.

***Ufimia* cf. *longiseptata* (FRECH, 1889)**

(Abb. 22)

cf. 1889 *Petraia longiseptata* n.sp. – FRECH, 69, Taf. 8, Fig. 9,10,14 (non 6–8,11–13,15).

Material: 66 HF 78/2 A.

Beschreibung: Es liegt ein konischer Rest von über 30 mm Länge vor. Die Corallitenspitze fehlt. Die geradgestreckte Form dürfte über 50 mm lang gewesen

sein. Der etwa 10 mm unter der Kelchbasis gelegene Querschliff hat einen \varnothing von 19,5 mm. Die Verteilung der Septen ist $4^3 : 8^3 : 8^4 : 4$. Tabulaeschnitte sind vorhanden, ebenso ein bifurmes Tabularium. Die MS sind dünn, die beiden KL leicht rhopaloid verdickt und lang. K ist etwa doppelt so lang, wie C. Die mS sind gut ausgebildet, jedoch nicht besonders lang. Die Archaeotheka erreicht eine Breite bis 1 mm. Eine 20 mm tiefere gelegene Folie zeigt einen Coralliten \varnothing von 13,5 mm, wobei die Zahl und Anordnung der Septen unverändert ist. Die beiden KL sind deutlich und in Form und Länge hervorgehoben. C und K sind etwa gleichlang. Bodenschnitte sind vereinzelt vorhanden. Die mS sind teilweise kontratingent.

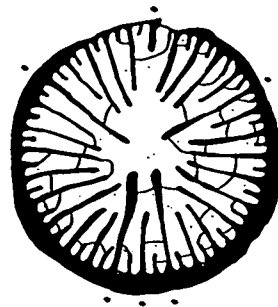


Abb. 22.

Ufimia cf. *longiseptata* (FRECH, 1889). 66 HF 78/2A; 2,1x.

Bemerkungen: Die Form unterscheidet sich durch ihre Größe, Septenzahl und -anordnung sehr deutlich von den übrigen Exemplaren von *Ufimia* aus Ostiran. Die gut entwickelten mS und die in den einzelnen Quadranten unregelmäßig an Länge abnehmenden MS in Verbindung mit den dünnen Septen in den höheren, subtabularen Abschnitten bringt die Form *U. longiseptatum* nahe. Auffallende Unterschiede sind, neben der Größe, die Zahl und Verteilung der Septen.

***Ufimia* sp. A.**

(Taf. 1, Fig. 1)

Material: 66 HF 127/2.

Beschreibung: Der trochoide, aus dem Gestein geätzte Corallit erreicht eine Länge von über 25 mm. Der obere \varnothing beträgt $10 \times 12,5$ mm. Es dürfte sich um die Kelchbasis handeln. Die Verteilung der Septen ist $9^6 : 9^5 : 9^7 : 9^6$. mS finden sich nur beiderseits des konkav gelegenen K. Die A sind kräftig und lang, die KL kürzer und wenig länger als das dünne K. C ist kurz.

Bemerkungen: Die Ausbildung der Protosepten ordnet den Corallit *Ufimia* zu. Die hohe Zahl der Metasepten bei fehlenden mS ist ein sehr auffällender Unterschied gegenüber anderen Vertretern dieses Genus. Von einer Benennung wird abgesehen, da nur ein Exemplar vorliegt und die Anfertigung einer Folienserie nicht möglich war.

?*Ufimia* sp.

(Abb. 23)

Material: 63 JS 93/10.

Beschreibung: Es liegt ein über 15 mm langer, trochoider Corallit vor. Sein \varnothing , 7 mm unter dem Kelch-

boden, beträgt 6,5 mm. Die Septenverteilung ist 4 : 5 : 4 : 4. C und vor allem K sind relativ lang, KL und A teilweise rhopaloid und verlängert, beiderseits von K treten auffallend lange mS auf.

Der etwa 7 mm höher gelegene Kelchboden zeigt, obwohl leicht verdrückt, eine Längenreduktion des konvex gelegenen C und bis in den achsialen Raum reichende A. Bodenschnitte fehlen. Der achsiale Raum ist stereoplasmatisch verfüllt.

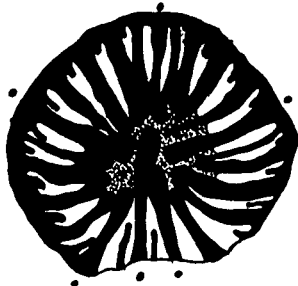


Abb. 23.
? *Ufimia* sp.
63 JS 93/10; 6,0x.

Bemerkungen: Die Form fällt durch ihre Kleinheit, ihre relativ späte und nicht sehr deutliche Reduktion von C, die beiden langen mS beiderseits K und die stereoplasmatische Verknüpfung der Septenenden auf, ist jedoch keiner beschriebenen Art zuzuordnen, wobei auch das Genus nicht völlig gesichert ist.

Genus: *Plerophyllum* HINDE, 1890

1890 *Plerophyllum* HINDE, 195.
1924 *Timorsmilia* KOKER, 30.

Diagnose: vgl. HILL (1981:326).

Bemerkungen: Siehe *Pentaphyllum* DE KONINCK.

Plerophyllum sp.

(Abb. 24a,b)

Material: 64 AR 233/12; 66 HF 77/1.

Beschreibung: Der ceratoide Rest 233/12 (Abb. 24a) hatte eine Länge von um 20 mm. Ein Querschliff, etwa 10 mm von der Spitze entfernt, hat einen \varnothing von 8 mm. Die Septenverteilung ist 5 : 5 : 5 : 5. Die mS bilden kurze, keilartige Vorsprünge, bzw. sie sind kontratingent und geben damit die Richtung von C an. Dieses ist deutlich länger und dünner als die benachbarten MS. Die A- und KL-Septen sind rhopaloid und treten deutlich hervor. K entspricht in seiner Länge den MS der K-Quadranten. Achsial werden die Septen stereoplasmatisch verknüpft. Die Archaeotheka ist dick. Tabulaeschnitte sind selten.

Corallit 77/1 (Abb. 24b) ist zylindrisch und über 25 mm lang. Bei einem \varnothing von 13 mm ist die Septenverteilung 3 : 7 : 7 : 3. Die mS sind kurz. K zwischen den beiden langen KL entspricht der Länge der MS, wobei diese unregelmäßig lang sind. Entspricht in seiner Länge den benachbarten MS.

Bemerkungen: Die Zuordnung zu *Plerophyllum* ergibt sich aus den langen C-, A- und KL-Septen, bei mittellangem K, wobei beide Coralliten deutliche Unterschiede zeigen, vor allem in der Septenverteilung.

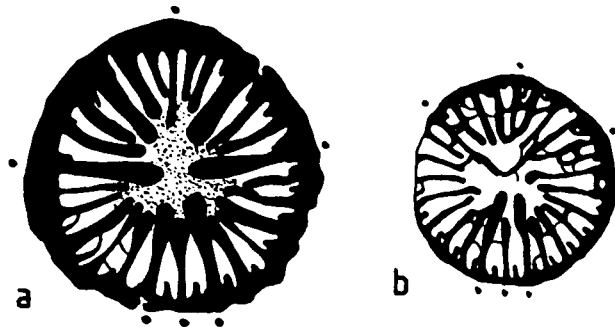


Abb. 24.
Plerophyllum sp.
a) 64 AR 233/12; 4,8x.
b) 66 HF 77/1; 2,1x.

Die Schwierigkeit einer Zuordnung liegt auch in der Unkenntnis ontogenetischer Frühstadien. Auffallend ist die Existenz biformer Tabulae bei 77/1.

Familie: Pentaphyllidae SCHINDEWOLF, 1942

1942 Pentaphyllinae – SCHINDEWOLF, 171.
1981 Pentaphyllidae – HILL, 330.

Genus: *Pentaphyllum* DE KONINCK, 1872

1872 *Pentaphyllum* DE KONINCK, 58.
1919 *Cryptophyllum* CARRUTHERS, 439.

Diagnose: Vergl. HILL 1981:330.

Bemerkungen: SCHINDEWOLF stellte 1942 das von DE KONINCK aufgestellte Genus zu seiner neuen Unterfamilie Pentaphyllinae und trennte es, vor allem aufgrund des pentaphylloiden Baues, von den Plerophyllinae mit zaphrentoidem Bauplan im Jugendstadium. Dieser Vorstellung traten ILJINA (1965, 1984), WEYER (1972) und WEYER & ILJINA (1979) entgegen, die *Plerophyllum* und *Pentaphyllum* synonymisierten. Sie vertraten die Ansicht, daß beide Baupläne nicht scharf voneinander unterscheidbar sind und ineinander übergehen. Hierbei deutet WEYER (1972) den pentaphylloiden Bauplan als einen Scheineffekt, da auch bei ihm ein K-Septum neben C, A und KL im Jugendstadium vorhanden ist. Dieses ist jedoch so kurz, daß es noch innerhalb der Archaeotheka liegt. Trotzdem bleibt die Tatsache, daß *Pentaphyllum* im Vergleich zu *Plerophyllum* eine sehr stark verzögerte K-Entwicklung und – soweit untersucht – kein zaphrentoides Frühstadium, charakterisiert durch K und C, sowie A-Pseudofossulae (SCHINDEWOLF, 1942, Abb. 40 a,b) – hat, bestehen. Eine sichere Trennung scheint jedoch zumeist nur in einem sehr frühen Wachstumsstadium möglich, wobei eine weitere Schwierigkeit darin liegt, daß die Ontogenese der typischen Art *P. armatum* unbekannt ist. Dementsprechend möchte ich die von EZAKI (1989) aus dem Perm von Abdadeh als *Pentaphyllum* sp. beschriebene Form mit langen K im Jugendstadium zu *Plerophyllum* stellen.

Pentaphyllum sp. A

(Abb. 25a,b)

Material: 63 AR 58a/2.

Beschreibung: Der trochoide Corallit hatte eine Länge von über 20 mm, bei einem Kelch \varnothing von

12 mm. Der Kelchboden mit einem \varnothing von 10 mm zeigt eine Septenverteilung von 3 : 3 : 3 : 3. A und C sind achsial miteinander verbunden. Die MS der C-Quadranten sind, ebenso wie A und C, verdickt. Die KL sind lang und reichen gleichfalls bis in das Zentrum. K ist deutlich verkürzt. Die MS der K-Quadranten sind dünn. mS fehlen, C liegt konvex.

Eine Folie ca. 5 mm tiefer zeigt bei einem \varnothing von 7,5 mm eine unveränderte Septenverteilung und -ausbildung. C, A und KL stoßen achsial aneinander. Folie A mit einem \varnothing von 5 mm zeigt eine Septenverteilung von 1 : 2 : 2 : 1. C, A und KL reichen bis zum Corallitenzentrum. K ist kurz, ebenso die MS.

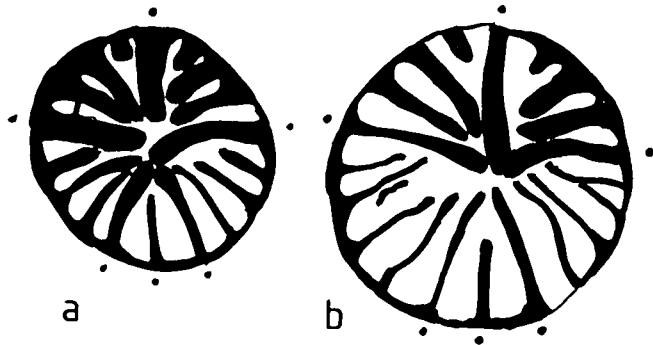


Abb. 25.
Pentaphyllum sp. A.
a,b) 63 AR 58a/2; 2x.

Bemerkungen: Die Zuordnung zu *Pentaphyllum* ist durch das deutlich verkürzte K-Septum bei langem C, A und KL gegeben. Aus dem Karbon wurden bisher folgende acht Arten bzw. Unterarten dieses Genus beschrieben:

Die vorliegende Form hat, bei Vergleich der Abmessungen und Septenzahl, mit keiner der bisher beschriebenen Formen eine Ähnlichkeit (Tab. 2). Da nur ein Exemplar vorliegt, wurde dieses in offener Nomenklatur beschrieben.

Tabelle 2.
Arten des Genus *Pentaphyllum* DE KONINCK des Karbon.

	\varnothing [mm]	Septenzahl
<i>P. armatum</i> DE KON.		
<i>P. caryophyllum</i> DE KON.	10	30
<i>P. hibernicum hibernicum</i> (CAR.)	10	24
<i>P. h. balticum</i> WEYER	4	26
<i>P. h. enorme</i> HUDSON	8	16
<i>P. hithis</i> WEYER	11	22
<i>P. pauperum</i> FEDOR.	5	8
<i>P. pervariabile</i> SCHINDEW.	12	28
<i>P. striatum</i> (ROWETT)	15	26

Pentaphyllum sp. B

(Abb. 26)

Material: 66 HF 125/14

Beschreibung: Der Corallit ist teilweise vom Gestein eingeschlossen. Er hat eine Länge von etwa 30 mm. Bei einem \varnothing von 9 mm ist die Septenverteilung 4 : 4 : 4 : 4. K ist kurz, KL, A und C sind lang und dick. Einige mm höher, bei einem \varnothing von 9,5 mm, ist die Verteilung 4 : 5 : 5 : 4, wobei die KL gegenüber den MS nicht hervorgehoben sind, während A und C deutlich die dicken MS überragen. Die höchste

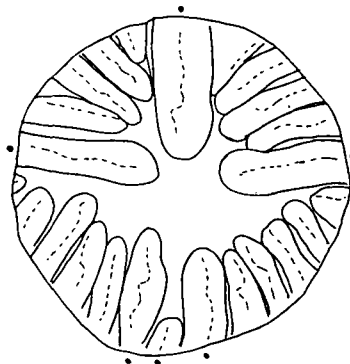


Abb. 26.
Pentaphyllum sp. B.
66 HF 125/14; 4,8x.

Schnittlage, mit einem \varnothing von 13 mm, hat eine Septenverteilung 5 : 5 : 6 : 4, wobei die Ausbildung der des vorhergehenden Schriffes entspricht.

Bemerkungen: Das gattungsbestimmende Charakteristikum ist der pentaphylloide Bau, ohne daß eine nähere Zuordnung vorgenommen werden könnte.

Pentaphyllum sp. C

(Taf. 1, Fig. 2)

Material: 66 HF 111/67.

Beschreibung: Der ceratoide Corallitenrest hat eine Länge von 15 mm, bei einem unteren \varnothing von 4, einem oberen von 5,5 mm. Im unteren Bereich zeigen sich fünf miteinander achsial verschmolzene, relativ dicke Septen und, konvex gelegen, ein kurzes, nicht bis zum Zentrum reichendes C-Septum (?). Im oberen Bereich verschmilzt auch dieses im Zentrum mit den übrigen Protosepten, die durch breite Interseptalräume voneinander getrennt werden. Die Tabulae stehen weit voneinander entfernt und sind adapikal konkav und schräg angeordnet. mS fehlen völlig. Hinweise auf sie fehlen auch in der 0,4 mm breiten Archaetheka.

Bemerkungen: Es liegt nur ein unvollkommener Rest vor, bei dem die Archaetheka teilweise abgewittert ist und so den Innenbau erkennen läßt. Die Dominanz von fünf achsial verschmolzenen Septen, zu denen in einem jüngeren Stadium ein sechstes Septum kommt, bei einem völligen Fehlen von Meta-septen, ergeben ein Bild, wie es nur bei *Pentaphyllum* auftritt. Die unvollkommene Erhaltung erlaubt keine artliche Zuordnung. Das Fehlen von MS noch über 15 mm über der Corallitenspitze ist bei den bisher beschriebenen Arten von *Pentaphyllum* unbekannt.

Pentaphyllum cf. *hithis* WEYER, 1975

(Abb. 27a-c)

cf. 1975c *Pentaphyllum hithis* n.sp. - WEYER, 929, Taf. 1, Fig. 3,5; Taf. 2, Fig. 4-15; Taf. 3, Fig. 1.

Material: 65 AR 12/6.

Beschreibung: Der trochoide Corallit hatte eine Länge von gegen 40 mm, wobei der über 20 mm lange Kelch vollkommen zusammengedrückt ist. Folie C, noch im Bereich des Kelchbodens, hat einen \varnothing von 14 mm. C, A und KL sind lang und reichen fast in das

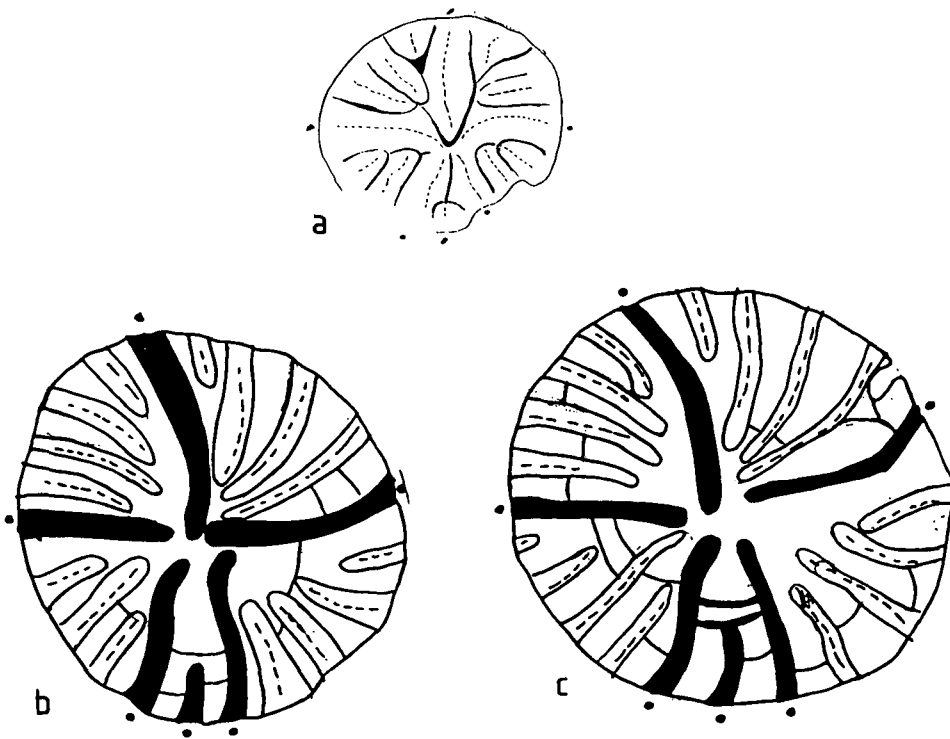


Abb. 27.
Pentaphyllum cf. *hithis* WEVE, 1975.
 a) 65 AR 12/6; 4,8x.
 b,c) 65 AR 12/6; 2,1x.

Zentrum, während K deutlich verkürzt ist. Die Septenverteilung ist 4 : 4 : 4 : 4. Zirka 8 mm tiefer zeigt Folie B eine Septenverteilung von 4 : 4 : 3 : 4, wobei das Bild der Protosepten sich nicht verändert. Der \varnothing beträgt knapp 13 mm. Auch diese Folie liegt noch innerhalb des basalen Kelchteiles.

Folie A, etwa 8 mm tiefer, hat einen \varnothing von um 6 mm. Das Lumen ist völlig von den Septen erfüllt. C und A sind lang, dick und reichen ebenso wie KL bis zum Zentrum, wobei die Anordnung etwas asymmetrisch ist. A ist kaum erkennbar und klein. Die Septenverteilung ist 3(?) : 2 : 2 : 3.

Bemerkungen: Der bereits in einem frühen Stadium vorhandene pentaphyllide Bau hält bis in das Kelchstadium an und ist ein klarer Gattungshinweis. Die Form erinnert stark an *P. hithis* WEYER aus dem Ober-tournai von Hiddensee, besitzt jedoch nicht die für diese Art charakteristischen ms zwischen K und KL.

Familie: Lophophyllididae MOORE & JEFFORDS, 1975
Genus: *Pseudowannerophyllum* FLÜGEL, 1975

1975 *Pseudowannerophyllum* n.g. - FLÜGEL, 113.
 1987 *Pseudowannerophyllum* FLÜGEL - FEDOROWSKI, 137.

Diagnose: Vgl. HILL (1981:338).

Bemerkungen: Das Genus wurde von FLÜGEL (1975) der Familie Verbeekilidae SCHOUPE & STACUL, 1957 zugeordnet, was von HILL (1981) angezweifelt wurde. Sie hielt es für möglich, daß aufgrund der Achsialstruktur das Genus zu Lophophyllidae (= Lophophyllididae) zu stellen wäre, eine Zuordnung die FEDOROWSKI (1986, 1987) vollzog. Das neue Material zeigt, daß das für die Zuordnung wichtige Kriterium des Baues der Achsialstruktur sehr stark variiert, jedoch scheint die Zuordnung durch FEDOROWSKI wahrscheinlich.

Pseudowannerophyllum differens
FLÜGEL, 1975
 (Abb. 28a-e)

1975 *Pseudowannerophyllum differens* n.sp. - FLÜGEL, 50, Taf. 1, Fig. 3-7 .

Material: 66 HF 77/6,7; 66 HF 78/11-18, 121?; 66 HF 109/15.

Beschreibung: Die bis über 30 mm lang werdenden ceratoiden Coralliten erreichen einen \varnothing bis 12 mm, ihre Septenzahl schwankt zwischen 23 und 28 x 2. Dementsprechend unterschiedlich ist die Septenverteilung (3 : 5 : 4 : 3; 3 : 7 : 7 : 3). Die mS sind in den tieferen Schnittlagen kurze Keile, in den höheren werden sie deutlich länger und schmaler. K ist lang

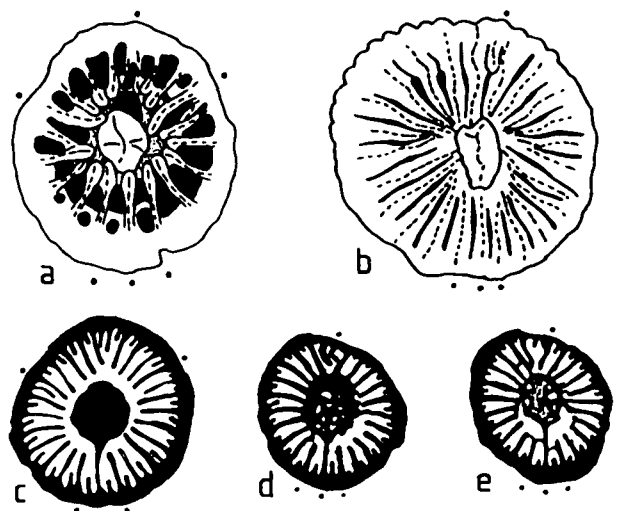


Abb. 28.
Pseudowannerophyllum differens FLÜGEL, 1975.
 a) 66 HF 109/15; 4,8x.
 b) 66 HF 78/121 ?; 4,8x.
 c) 66 HF 78/14; 4,8x.

und kann bis in die Kelchbasis mit der Columella verbunden werden, während C kurz und dünn ist. Die KL sind deutlich kürzer als K. Die MS können konkav gegen K gekrümmt sein. Der \varnothing der meist ovalen Columella schwankt zwischen 1,5x2 bis 3x4, in Abhängigkeit vom Gesamt \varnothing . Die Columella ist zufolge der unterschiedlichen stereoplasmatischen Abscheidung sehr unterschiedlich aufgebaut. Vereinzelt findet sich ein biformes Tabularium.

Bemerkungen: Die Exemplare ergänzen die Kenntnis der bereits 1975 von den Lokalitäten 77,78 beschriebenen Art. Die erwogene Abtrennung der kleineren Formen mit einem \varnothing zwischen 7 und 9 mm bei einer Septenzahl zwischen 22 und 23x 2 mm erwies sich als nicht gerechtfertigt, da sämtliche Übergänge zu den großen Formen mit bis zu 15 mm Kelch \varnothing vorliegen.

Familie: Polycoelliidae de FROMENTEL, 1861 .
Genus: *Sochkineophyllum* GRABAU, 1928

1928 *Sochkineophyllum* GRABAU, 75.

Diagnose: Vgl. HILL (198:325).

Bemerkungen: Ausführliche Diskussionen finden sich in DE GROOT (1963:19) und ROWETT & TIMMER (1973).

***Sochkineophyllum clavum* n.sp**

(Taf. 1, Fig. 3,4; Abb. 29)

v.1968 *Sochkineophyllum* sp. – RUTTNER et al., 57.

Holotypus: 66 HF 109/13, Taf. 1, Fig. 3,4.

Locus typicus: Blatt Shirgesht, E-Kal-e-Gaz gegen Kuh-e- Shesh Angosht.

Stratum typicum: Sadar-I, Member der Sadar-Fm.

Paratypen: 64 AR 233/11; 63 JS 56/1.

Derivatio nominis: clava (lat.) - nach der keulenförmigen Gestalt von K und A.

Diagnose: Art des Genus *Sochkineophyllum* mit einem maximalen \varnothing von 16 mm, 31x2 Septen und rhopaloiden K und A.

Differentialdiagnose: Die rhopaloide Form von K und A ist ein deutlicher Unterschied gegenüber den bisher beschriebenen Arten von *Sochkineophyllum*.

Beschreibung: Die konischen, leicht gebogenen Coralliten erreichen eine Länge von über 40 mm. Die Außenseite der ca. 0,5 mm dicken Epithel zeigt eine deutliche Septalrippung. Die Septenentwicklung zeigt folgende Übersicht:

(233/11) \varnothing 11 mm: 4 : 3 : 6 : 5; 6 : 4 : 4 : 3
(56/ 1) \varnothing 12 mm: 4 : 3 : 7 : 3/4; 6 : 3 : 4 : 3
(109/13) \varnothing 16 mm: 5 : 4 : 8 : 7 : 5 : 4

Die ms sind kurz und bilden zum Teil ein biformes Marginarium. K und A sind lang und rhopaloid. C ist kurz und liegt in einer Fossula an der Konkavseite des Coralliten. KL sind deutlich kürzer als K. Die drei langen Protosepten treffen sich achsial mit einigen Metasepten. Bodenschnitte sind zwischen den Septen im QS vereinzelt vorhanden.

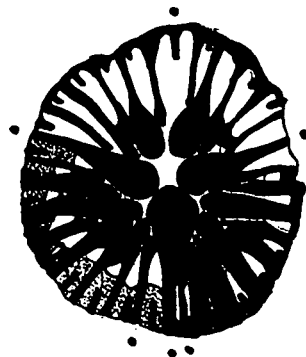


Abb. 29.
Sochkineophyllum clavum n.sp.
66 HF 109/13; 2,6x.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare unterscheiden sich nur wenig voneinander. Wie Exemplar 56/1 zeigt, nimmt im Bereich unterhalb des Kelches die Septendicke deutlich ab, sodaß hier die für *Sochkineophyllum* meist typischen dünnen, langen Septen entstehen.

Aus dem Karbon wurden bisher die in Tabelle 3 angeführten Formen des Genus bekannt.

Mit keiner dieser Arten herrscht Ähnlichkeit.

***Sochkineophyllum* sp.**

(Abb. 30)

Material: 66 HF 127/7.

Beschreibung: Die Länge des konischen Coralliten ist mehr als 30 mm. Im oberen Bereich wurden zwei Schiffe angefertigt, die einen \varnothing von etwa 10 mm zeigen. Auffallend ist die Septenverteilung mit drei sehr kräftigen rhopaloid verdickten und sich im Zentrum treffenden Septen, denen ein viertes, etwas kürzeres Septum gegenübersteht. Die Septenverteilung ist 2 : 5 : 6 : 3(?). Das gleiche Bild zeigt ein nicht abgebildeter Schliff, jedoch ist dieser nur sehr unvollkommen erhalten und läßt daher die Septenverteilung nicht erkennen.

Tabelle 3.
Sochkineophyllum-Arten des Karbon.

	\varnothing	S.1.O.	Fundraum	Zeit
<i>S. acelerans</i> ROD. & KULL.	10-13	23-24	N-Spanien	Westfal D
<i>S. barkolense</i> HUANG- SHI ZENG	14	35	Xinjian	Unter-Karbon*)
<i>S. beresovskense</i> ILJINA	14	25	Kolim Becken	Serpukov?
<i>S. corisense</i> DE GROOT	10-12	26-29	N-Spanien	Westfal D
<i>S. internectum</i> FEDOR.	9	24	Polen	Tournai?
<i>S. kolymense</i> ILJINA	18	41	Kolim-Becken	Unter-Karbon
<i>S. longyiense</i> WU & ZHAO	25	29-30	E-Yunnan	Unter-Karbon?
<i>S. sp.</i> S.-T.-C.			S-Frankreich	Unter-Karbon
<i>S. sp.</i> ROWETT & TIMMER			Alaska	Pennsylvanian

*) Maße nach Abbildung.

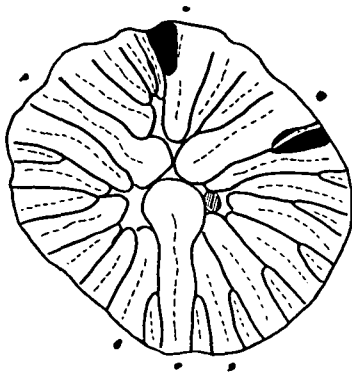


Abb. 30.
Sochkineophyllum sp.
66 HF 127/7; 4,8x.

Bemerkungen: Die Ausbildung von A und K, sowie das kürzere C entsprechen der Definition des Genus *Sochkineophyllum* GRABAU. Auffallend ist die geringe MS-Zahl in den C-Quadranten, im Vergleich zu den K-Quadranten.

Familie: **Cyathaxonidae** MILNE-EDWARDS & HAIME, 1850
Genus: ***Cyathaxonia*** MICHELIN, 1847

1847 *Cyathaxonia* MICHELIN, 257.

Diagnose: Kleine ceratoide Coralliten mit im Querschnitt runder bis elliptischer, „basaler“ Columella, die bis in den basalen Kelchteilen in Kontakt mit den Septen steht, die sich erst im Kelch gegen den Rand zurückziehen. mS lang und kontratingent. C konvex (?) und teilweise schmaler als die übrigen Septen. Tabulae gegen die Columella ansteigend, Dissepimente fehlen.

Bemerkungen: Wie Tabelle 4 zeigt, werden dem Genus zahlreiche Arten bzw. Unterarten zugeordnet. Während jedoch aufgrund der charakteristischen Columella und der langen kontratingenten mS Septen eine generische Zuordnung meist unschwer möglich ist, variieren die morphologischen Merkmale so stark, daß SCHINDEWOLF (1951:100) feststellte, „es ist unmöglich durchgreifende Artschnitte, in dem recht geschlossenen Formenkontinuum zu ziehen“. Dementsprechend wurde von zahlreichen Autoren die Artabgrenzung diskutiert (BIKOVA, 1974; DE GROOT, 1963; FOMITCHEV, 1953; KHOA, 1977; POTY, 1981; RODRIGUEZ, 1984; SCHINDEWOLF, 1951; WEYER, 1975, 1981, u.a.). KHOA versuchte, DE GROOT folgend, das Verhältnis von \emptyset und Septenzahl zur Grundlage einer Gliederung zu machen, während SCHINDEWOLF daneben auch das Verhältnis von Columella- \emptyset zu Gesamt- \emptyset heranzog. Zusätzliche Artkriterien sind vermutlich die Länge der kontratingenten mS, sowie die Breite der Pseudotheka, bestehend aus verschmolzenen Septalsockeln.

Ein ungeklärtes Problem ist die Frage der Position von C. RODRIGUEZ & KULLMANN (1990) geben eine konkave Lage an, WEYER (1975c) dagegen eine konvexe. Das mir vorliegende Material zeigt eindeutig die letztgenannte Position.

Ein anderes Problem ist die Beziehung zu *Cyathocarina* SOSHKINA 1928. Der Unterschied liegt im Auftreten von Carinen bei letztgenanntem Genus. Bereits CAR-RUTHERS (1913) hat auch bei *Cyathaxonia* fallweise Car-

nae angeführt, was SCHINDEWOLF (1951) bestätigte. SANDO (1977) vertrat die Ansicht, daß die Existenz derartiger, von ihm als „tubercle“ bezeichnete Merkmale, ein Art-trennendes Charakteristikum sind, jedoch nicht zur Gattungstrennung ausreichen. Das persische Material zeigt keinen Hinweis auf derartige Bildungen. Die Problematik kann daher hier ausgeklammert werden.

Bei Außerachtlassung der von ROZKOWSKA (1969) aus den Oberdevon als *C. aff. cornu* beschriebenen Formen ergibt sich bei Veränderung der von KHOA aufgestellten Gruppierung, und unter Ausklammerung der Arten mit Carinae, die in Tabelle 4 angeführte Artübersicht, die jedoch keinen Anspruch auf Vollkommenheit erhebt und keine Revision darstellt:

Tabelle 4.
Artgruppen des Genus *Cyathaxonia* MICHELIN.

	Kelch- \emptyset [mm]	Septen- gesamt- zahl	Columel- laverhält- nis zu Gesamt- \emptyset
<i>C. cornu</i>-Gruppe	3,5–5	31–36	1/4–1/3
<i>C. cornu</i>			1/4–1/3
<i>C. orientalis</i> DOBR.			1/3–1/2
<i>C. archangelsky</i> FED.			?
<i>C. kapustini</i> FED.			?
<i>C. cantabrica</i> DE GROOT			1/3
<i>C. sp. 2</i> DE GROOT			1/4
<i>C. minuta</i>-Gruppe	4–6	36–44	1/6–1/2
<i>C. minuta</i> DE KONINCK			1/2
<i>C. corisensis</i> DE GROOT			1/4
<i>C. erecta</i> HUDS.			1/6
<i>C. syringaxa</i> KELLER			1/5–1/4
<i>C. degrooti</i> ROD.			1/3
<i>C. lomonossi</i> FOM.			?
<i>C. tenuiseptata</i> FOM.			?
<i>C. rushiana</i>-Gruppe	5–9	40–54	1/5–1/2
<i>C. angularisformis</i> BIKOVA			?
<i>C. kleninee</i> BIKOVA			?
<i>C. sterlosmarlee</i> BIKOVA			?
<i>C. rushiana</i> VAUG.			1/3–1/2
<i>C. khmeria</i> FONT.			1/4
<i>C. angularis</i> FOM.			?
<i>C. sp. 1</i> DE GROOT			1/5

***Cyathaxonia schindewolfi* n.sp.**

Diagnose: Art des Genus *Cyathaxonia* mit einem \emptyset von 3,5–8 mm, einer Großseptenzahl zwischen 15 und 22 und einer Columella \emptyset von 1/5–1/7 des Gesamt- \emptyset .

Bemerkungen: Auf Grund der Größe kann die Art in zwei Unterarten gegliedert werden.

***Cyathaxonia schindewolfi schindewolfi* n. ssp.**

(Taf. 1, Fig. 5–7)

1951 *Cyathaxonia cornu* n.ssp. – SCHINDEWOLF, 101.

Holotypus: 66 HF 109/17.

Locus typicus: W Kuh-e-Shesh Angosht (Abb. 5).

Stratum typicum: Shishtu II, oberes Visé.

Paratypen: 66 HF 109/18–20; 66 HF 111/69; 66 HF 124/7,9,10; 65 AR 44/8,11; 63 AR 233/1.

Derivatio nominis: Ich benenne diese Art nach O. SCHINDEWOLF, der erstmals ihre Existenz erkannte

und mir 1967 die Identität des Materials aus dem Iran mit dem von ihm aus Winterberge beschriebenen bestätigte.

Diagnose: \varnothing 5–8 mm, Großseptenzahl 16–22, Columella- \varnothing 1/5–1/6 des Gesamt- \varnothing .

Beschreibung: Die ceratoiden Coralliten erreichen eine Länge von 25–30 mm und einen Coralliten \varnothing zwischen 5,5 und 6 mm, selten darüber. Die Zahl der Großsepten schwankt zwischen 17 und 21, wobei sie bis an die 1/5–1/6 des Gesamt \varnothing messende basalen Columella reichen. C liegt an der Konvexseite, die mS sind lang und kontratingent, wobei sie sich teilweise erst nahe der Columella mit den vorangehenden MS treffen. Die Wand besteht aus einer 0,5–0,7 mm breiten Pseudotheka dicker Septalsokkeln. Die Columella zeigt den für *Cyathaxonia* bekannten konzentrischen Aufbau und ist meist elliptisch, wobei die Längsachse in Position C/K liegt. Die Tabulae steigen zu Columella auf.

Die Außenseite zeigt Wachstumsstreifung und Septalrippung.

Bemerkungen: Die neue Art erinnert etwas an *C. erecta* HUDSON, welche jedoch einen geringeren \varnothing und eine höhere Septenzahl aufweist. Eine weitere ähnliche Form ist *C. syringaxa* KELLER, die jedoch gleichfalls einen geringeren \varnothing bei etwas größerem Columella \varnothing hat. Von *C. sp.* 1 DE GROOT unterscheidet sich die neue Art, vor allem durch die geringere Septenzahl. Eine Zuordnung zu einer genannten Gruppe ist schwer, da sie, unter Berücksichtigung des Materials von Winterberge, zwar in die *C. rushiana*-Gruppe fallen würde, andererseits aufgrund der Septenzahl besser in die *C. minuta*-Gruppe einzureihen ist.

***Cyathaxonia schindewolfi minor* n.sp.**

(Taf. 1, Fig. 8–10)

Holotypus: 63 JE 13/5.

Locus typicus: Howz-e-Dora.

Stratum typicum: Sadar-Fm., Schicht 6–43, O.-Visé, STÖCKLIN et al. (1965:Fig. 8).

Paratypen: 63 JS 93/1, 63 JE 13/6,48 .

Derivatio nominis: minor (lat.) = gering.

Diagnose: \varnothing 3,5–4,5, Großsepten 15–20, Columella- \varnothing 1/6–1/4 des Gesamt- \varnothing .

Beschreibung: Der ceratoide Corallit hat einen Kelch- \varnothing von 3,5–4,5 mm, wobei die Zahl der Großsepten zwischen 15 und 20 liegt. Die mS sind lang und kontratingent, wobei die Großsepten bis an die Columella reichen. Diese ist elliptisch, wobei ihr \varnothing zwischen 0,25×0,5 und 0,5×0,7 mm schwankt. Die pseudothekale Wand hat eine Breite zwischen 0,3 und 0,5 mm.

Bemerkungen: Eine Trennung von *C. schindewolfi* ergibt sich nicht nur durch den geringeren Gesamt- \varnothing , sondern auch den geringeren \varnothing der basalen Columella und der Breite der pseudothekalen Wand, während die Septenzahlen sich überschneiden.

***Cyathaxonia rushiana* VAUGHAN, 1906**

(Taf. 2, Fig. 1)

1906 *Cyathaxonia rushiana* n.sp. – VAUGHAN, 316, Taf. 29, Fig. 3,3a,3b.

1908 *Cyathaxonia rushiana* VAUGHAN – VAUGHAN, 460, Taf. 49, Fig. 9.

1913 *Cyathaxonia rushiana* VAUGHAN – CARRUTHERS, 54, Taf. 3, Fig. 10.

1935 *Cyathaxonia rushiana* VAUGHAN – MENCHIKOFF & HSU, 234.

1936 *Cyathacarina rushiana* (VAUGHAN). – DOBROLYUBOVA, 92, Abb. 12,13.

1952 *Cyathaxonia cornu rushiana* VAUGHAN – SCHINDEWOLF, 101.

non 1950 *Cyathacarina rushiana* (VAUGHAN). – KOSTIC – PODGORSKA, 170, Taf. 2, Fig. 1,2.

1981 *Cyathaxonia rushiana* VAUGHAN – POTY, 17, Taf. 2, Fig. 1.

Material: 66 HF 109/16; 63 AR 233/13; 63 JE 13/38,34.

Beschreibung: Die ceratoiden Coralliten besitzen einen \varnothing zwischen 6,5 und 7,5 mm. Die Gesamtzahl der Septen beträgt 40 bis 42, wobei die mS kontratingent und lang sind. Die Großsepten erreichen die basale Columella, die einen \varnothing von 1/4–1/3 des Gesamt- \varnothing besitzt. Die pseudothekale Wand erreicht eine Breite bis 0,7 mm. Die Corallitenlänge übersteigt 30 mm.

Bemerkungen: Die vorliegende Form erinnert in dem geringen \varnothing der Basalcolumella, vor allem an die von POTY aus dem Visé von Belgien beschriebene Form, deren Columella- \varnothing etwas kleiner ist als der Normalfall (1/3–1/2).

Familie: **Cyathopsidae** DYBOWSKI, 1873

Genus: ***Caninia*** MICHELIN, 1840

1840 *Caninia* MICHELIN, 485.

1924 *Peetzia* TOLMACHEV, 309.

1924 *Disophyllum* TOLMACHEV, 316.

?1959 *Cassinella* KELLER, 950 (non *Cassinella* BORISYAK, 1956).

Definition: HILL (1981:339).

Bemerkungen: Die Definition stützt sich auf den Typus *C. cornucopiae*. Dementsprechend sind zahlreiche der in der Literatur zu *Caninia* gestellten Formen, soweit sie ein gut entwickeltes Dissepimentarium zeigen, nicht dem Genus zuzuordnen. Ihm gehören nur Arten an, die durch ein weitgehendes bis völliges Fehlen von Dissepimenten, der Ausbildung tischförmiger, vollkommener und unvollkommener Tabulae, eine offene, konvex gelegene C-Fossula mit kurzem C und ein langes K, zumindest in einem frühen Wachstumsstadium, ausgezeichnet sind.

***Caninia densiseptata* n.sp.**

(Abb. 31a–i)

Holotypus: 66 AR 04/4.

Locus typicus: NW Kuh-e-Bagh-e-Wang.

Stratum typicum: Sadar I-Fm., Namur.

Paratypen: 66 AR 04/1,3,5–17.

Derivatio nominis: densum (lat.) – dick nach den verdickten Septen.

Diagnose: Art des Genus *Caninia* mit im neanischen Stadium stark verdickten Septen.

Beschreibung: Die trochoiden Coralliten erreichen eine Länge von über 40 mm. Einer der Coralliten deutet durch seine einseitige Abflachung des An-

fangsteiles vor der Krümmung und einem runden Querschleiff danach, auf eine freiliegende Lebensweise. Ein anderer Corallit zeigt im Kelchabschnitt eine starke Verdrehung der Mündung, die dadurch zusammengepreßt wird und eine seitliche Position erhält. Möglicherweise hängt dies mit einer Reaktion auf Übersättigung und Lageänderung zusammen. Die Außenseite der Coralliten ist glatt, zeigt jedoch deutlich entwickelte Querwülste.

Das kurze C liegt an der Konvexseite, wobei sich im mittleren Wachstumsstadium, durch die Anordnung der MS in den C-Quadranten ein schmaler, Fossula-artiger, bis in das Zentrum reichender Schlitz in Fortsetzung von C entwickelt, der zuvor, aufgrund der Septenverdickung und später zufolge Septenverkürzung, nicht auftritt. mS sind keine erkennbar. Die Verteilung der MS ist ab Folie B konstant 4 : 4 : 4 : 4, in der tiefsten Folie A dagegen 2 : 3 : 3 : 2. Interessant ist das Verhalten von K und KL. In der Folie A, vermutlich um 5 mm über der Spitze, sind die drei Septen gleich lang und reichen bis in den achsialen Raum. Die beiden A-Septen treten gegenüber den MS der C-Quadranten nicht hervor. Erst mit Folie C zeigt sich eine deutliche Verkürzung von KL, während K seine Länge beibehält. Dieses Bild bleibt bis Folie F, wobei das gesamte Lumen von den verdickten Septen ausgefüllt wird. Mit Folie F werden die Septen der K-Quadranten frei, wodurch das lange K-Septum zwischen den verkürzten KL deutlich in Erscheinung tritt. Durch die Position von K und C, sowie die fiederförmige Anordnung der MS der C-Quadranten bleibt bis in diese Folienlage die von Anfang an vorhandene bilaterale Symmetrie erhalten. Erst mit Folie H, in der auch die MS der C-Quadranten frei werden, beginnt sich eine radiäre Septenanordnung abzuzeichnen, wobei K noch immer lang ist. Dies dürfte auch in Folie I gegeben sein, jedoch ist hier das K-Septum abgebrochen. Eine Bestätigung

dafür zeigt der Kelch, in dem ein langes, bis in den achsialen Raum reichendes, K-Septum deutlich erkennbar ist.

Bemerkungen: Die Charakteristika sind das kurze C-, das von Beginn an lange K-, die Verkürzung von KL-, die unauffälligen A-Septen, das in den K-Quadranten beginnende Freiwerden brevisseptater Meta-septen, die „Radialisierung“ der Septenanordnung, sowie die C-Fossula-artige Trennung der Septen der C-Quadranten. Diese Merkmale entsprechen der Definition des Genus *Caninia* MICHELIN, 1840 durch HILL (1981). Schwierig ist die artliche Zuordnung, vor allem da ein großer Teil der dem Genus bisher zugeordneten Formen, sei es aufgrund ihres ausgeprägten Dissepimentariums, der anderen Entwicklung der Protosepten oder anderen Kriterien nicht dem Typus und damit der Gendefinition entsprechen. Dies trifft auch auf die in der Literatur zu findende Zuordnung einzelner Exemplare zur Typusart zu. Dazu kommt, daß dieses in Verlust geraten ist und sich dementsprechend alle Vorstellungen auf das von CAR-RUTHERS (1908) abgebildete Exemplar beziehen müßten.

Vor allem die mittleren und höheren Wachstumsstadien der hier beschriebenen Art erinnert an *C. heterophyllia* aus dem Visé von England, unterscheiden sich jedoch von diesem deutlich in den frühen Wachstumsstadien. Die Aufstellung einer neuen Art scheint demnach angebracht.

Genus: *Siphonophyllia* SCOULER in McCoy, 1844

1844 *Siphonophyllia* SCOULER in McCoy, 1844 .

1974 *Siphonophyllia* SCOULER – SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, 178 (cum Syn.)

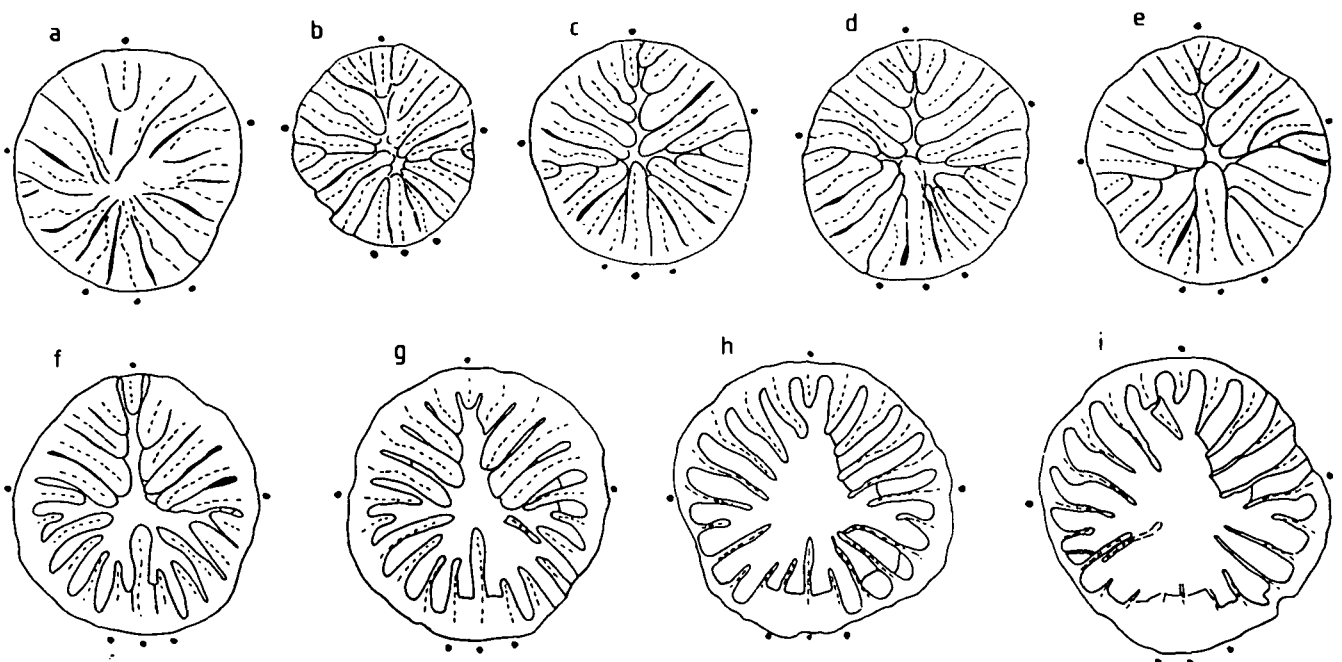


Abb. 31.
Caninia densiseptata n.sp.
a) 66 AR 04/4; 4,8x.
b-i) 66 AR 04/4; 2,1x.

Diagnose: Große, solitäre Rugosa mit zahlreichen Septen, die im adulten Stadium durch ein Präsepimentarium von der Archaeotheka getrennt werden. Septen, zumindest um C, verdickt, adachial dünn. C kurz, in einer geschlossenen Fossula liegend.

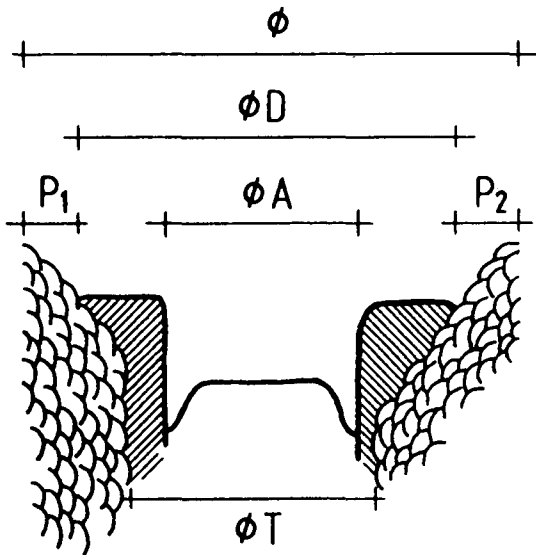


Abb. 32.
Abkürzungen im Längsschliff von *Siphonophyllia*
Ø = Gesamt Ø; D-Ø = Ø des Dissepimentarium + T + A; T-Ø = Ø des Tabulariums *A; A-Ø = Ø des septenfreien Achsialraumes; P = Breite des Präsepimentariums.

Bemerkungen: Das Genus ist im oberen Tournai und Visé von Westeuropa, Nordafrika, Asien und Nordamerika mit zahlreichen Arten verbreitet. Trotz

Tabelle 5.
Ø, T-Ø und Septenzahl (x2) nach Literaturangaben der Arten von *Siphonophyllia* McCoy, 1844.

	Ø	T-Ø	Septenzahl
<i>benburensis</i>	50-70	28-46	56-82
<i>buxtonensis</i>	40	30	48
<i>caninoides</i> 26-31	22-25	45-55	
<i>ciliata</i>	20	16	60
<i>cylindrica cylindrica</i>	54-80	30-44	55-81
<i>c. bristolensis</i>	40	30	50-54
<i>c. hasteriensis</i>	38	20	65
<i>c. herculina</i>	65-75	45	72
<i>c. latitabulata</i>	40-55	30	48-53
<i>c. microvesiculosa</i>	25	20	65
<i>cystosa</i>	40	30	66
<i>densa</i>	34	25	54-58
<i>flaccida</i>	33	17	40
<i>garwoodi</i>	40	30	50-60
<i>gigantea</i>	43-60	35-45	88-100
<i>heltonensis</i>	50-60	35	55-60
<i>minor?</i>	10	8	18
<i>montenensis</i>	25	20	35
<i>raricystosa</i>	53	30	53
<i>recurvata</i>	34	20	25
<i>samsonensis</i>	49-63	45	60-80
<i>siblyi</i>	27-42	20-25	34-52
<i>spumosa spumosa</i>	11-25	18	45-56
<i>s. aequiseptata</i>	?	60-65	
<i>s. brevisseptata</i>	20-36	23	45-64
<i>s. partita</i>	37	27	83
<i>s. robusta</i>	20	14	46
<i>s. tenuiseptata</i>	42	29	66
<i>s. vesiculosa</i>	45	26	68
<i>spumosoformis</i>	40-70	23-27	64-100
<i>tennesseensis</i>	25-30	12-18	24-40
<i>tictae</i>	26	15	44
<i>tictensis</i>	38	26	66
<i>tutsingensis</i>	28	20	35

seines auffallenden Erscheinungsbildes (Präsepimentarium, geschlossene C-Fossula, kurzes C, sowie im neanischen Stadium in sämtlichen, im adulten in den C-Quadranten verdickten Septen), ist die Abgrenzung der Arten voneinander schwierig. Der Grund liegt in der sehr starken Variabilität der Merkmale. Die Artdefinitionen stützten sich jedoch meist auf eines, oder nur wenige Exemplare, sodaß die Variabilität meist unberücksichtigt bleibt. Dazu kommt, daß die Artzuordnung vor allem auf Ø und Septenzahl beruht. Nach DIXON (1970) schwanken beide jedoch unkorreliert, wodurch Vergleiche unsicher sind. Tabelle 5 gibt, gestützt auf Literaturdaten, eine Übersicht über die bisher dem Genus zugeordneten Arten, wobei der Ø, der T-Ø die maximale Septenzahlen gegenübergestellt wurden (Abb. 32). Wie diese Daten zeigen, dürften vermutlich zahlreiche Arten miteinander synonym sein. Aus der Literatur allein ist eine Revision jedoch unmöglich.

Siphonophyllia cylindrica cylindrica McCoy, 1844 (Taf. 2, Fig. 2)

1844 *Siphonophyllia cylindrica* SCOULER (MS) - McCoy, 187, Taf. 27, Fig. 5.
1963 *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* McCoy - FLÜGEL, 387, (cum syn.).

Material: 66 HF 126/4.

Beschreibung: Der zylindrische, über 160 mm lange Rest hat an seiner Basis einen Ø von ca. 55, an seinem oberen Ende von ca. 70 mm. Die Archaeotheka zeigt eine grobe Querrunzelung. Schliff A hat, bei einem Ø von 58 mm, eine Septenverteilung von 16 : 13 : 14 : 17. Die Septen beiderseits C sind derart verdickt, daß die Interseptalräume nur schmale Spalten bilden. Das Präsepimentarium hat eine Breite von 3 bis 6 mm. Der Ø des Dissepimentariums beträgt über 26 mm, die des septenfreien Achsialraums über 12 mm. Eine genaue Angabe ist nicht möglich, da die C/K-Zone zerbrochen, angelöst und umkristallisiert ist. Die Septen neben C sind verdickt und ragen etwas in das Dissepimentarium vor. Innerhalb des Präsepimentariums sind sie, soweit ausgebildet, diskontinuierlich, ohne den Corallitenrand zu erreichen. Die Tabulae sind nach außen gewölbt.

Ein 80 mm höher Schliff mit einem Ø von 64 mm hat eine Septenverteilung von 16 : 15 : 14 : 17, wobei auch hier die Septen beiderseits von C verdickt sind. C ist verkürzt und liegt in einer geschlossenen Fossula, ebenso ist K kürzer als die benachbarten Septen, wobei jedoch keine Fossula entwickelt ist. Die Breite des Präsepimentariums beträgt 7 bis 10 mm, die des Dissepimentariums etwa 27 mm. Der achsiale septenfreie Raum hat eine Breite von 12 mm. Das Präsepimentarium wird aus meist drei Reihen langgestreckter, nach innen klein werdender Blasen aufgebaut. Die mS sind diskontinuierlich und reichen bis über das Dissepimentarium.

Bemerkungen: Der Gesamtbau ordnet die vorliegende Form zweifelsfrei *Siphonophyllia* zu. Innerhalb dieses Genus läßt sich eine Gruppe von über 60 mm deutlich gegenüber anderen abgrenzen (Tabelle 5). Zu dieser gehören *S. benburensis*, *S. cylindrica cylindrica*, *S. cylindrica herculaneum*, *S. flaccida*, *S. gigantea* und *S. raricy-*

stosa. Bei Berücksichtigung der Septenzahl und der relativ großen Variationsbreite der Arten muß vorliegende Form *S. cylindrica cylindrica* zugeordnet werden, welches durch eine Septenzahl zwischen 60 und 70 charakterisiert wird. Dieser Art werden, wie die Synonymliste in FLÜGEL (1963) zeigt, eine Vielzahl von Formen zugerechnet. Bei der bekannten Variationsbreite muß bezweifelt werden, ob sämtliche hierher zu stellen sind. Auszuschließen aus der genannten Liste ist nach VUILLEMIN & SEMENOFF-TIAN-CHANSKY 1987 *S. gigantea* MICHELIN.

Siphonophyllia buxtonensis (LEWIS, 1924)

(Taf. 2, Fig. 3)

1924 *Caninia buxtonensis* n.sp. – LEWIS, 400, Fig. 3a–f.

Material: 66 HF 127/1 .

Beschreibung: Der über 120 mm lange Rest ist leicht konisch. Der Apexteil fehlt. Die Außenfläche der Archaeotheka zeigt in unregelmäßigem Abstand gut entwickelte Querrunzeln. Es wurden sieben Querschliffe bzw. Folien angefertigt. Die Abmessungen gehen aus folgender Übersicht hervor (vgl. Abb. 36):

Abstand [mm]	Ø	D-Ø	T-Ø	A-Ø	Septenzahl (×2)
Kelchrand					
40					
Folie	39	34	31	19	55
5					
Schliff	37	34	31	17	55
10					
Folie	35	31	31	17	54
40					
Folie	25	24	24	14	51
5					
Schliff	24,5	24	24	14	52
10					
Folie	23,5	23	23	14	49
8					
Folie	23,5	23,5	23,5	15	51

Wie die Übersicht zeigt, entwickelt sich eine relative schmale Präsepimentzone relativ spät. In den hohen Schnittlagen ist sie unregelmäßig breit, wobei sie maximal 4 mm erreichen kann. Sie besteht aus zwei bis vier, oft lang gezogenen Präsepimenten. Das Dissepimentarium ist gleichfalls nur in den höheren Schnittlagen entwickelt. In den tieferen Abschnitten stößt das Tabularium direkt an das Präsepimentarium.

Die Septen sind in den hohen Schnitten dünn, nur die, dem kurzen C-Septum benachbarten, beiden Septen können leicht verdickt sein. In den tiefen Schnittlagen zeigen sich um C, asymmetrisch verdickt, bis zu maximal 18 Septen. mS fehlen in den tieferen Schnittlagen. In den höheren zeigen sie sich als kontinuierlich in Erscheinung tretende dornartige Balken, die den Blasen aufgesetzt sind.

K kann kürzer aber auch länger als die benachbarten Septen sein, läßt sich jedoch in den meisten Schnittlagen deutlich erkennen.

Bemerkungen: Neben den Abmessungen scheint die Ausbildung der mS, die Abnahme der Septenverdickung um C während der Ontogenie, das relativ schmale Präsepimentarium und das sich erst spät entwickelnde Dissepimentarium, sowie die teilweise

Verkürzung von K Charakteristika der Art zu sein. Bezüglich der Abmessungen wurde bereits auf die Schwierigkeiten hingewiesen, die sich aus den diesbezüglich ungenügenden Bearbeitungen der meisten Arten ergeben. Von den in der Tabelle 5 angeführten Arten mit einem Durchmesser (maximal?) von 40 mm kommen vor allem *C. buxtonensis*, *cystosa* und *garwoodi* für einen Vergleich in Frage. Letztgenannte Art scheidet zufolge der bei ihr deutlich entwickelten langen mS aus. Die von VOLKOVA (1938) als *Caninia buxtonensis cystosa* beschriebene Form hat eine deutlich höhere Septenzahl. Damit liegt die Zuordnung zu *buxtonensis* nahe. Den Abbildungen zufolge besitzt diese Art eine geschlossene C-Fossula und ein deutlich in Erscheinung tretendes K, die Abnahme der Verdickung der MS und erst in den höheren Wachstumsstadien deutlicher in Erscheinung tretende Prä- und Dissepimentarien. Die Art wurde bisher nur aus der *Dibunophyllum*-Zone Englands beschrieben.

Siphonophyllia sp. A

(Taf. 2, Fig. 4,5)

Material: 63 JE 15/6.

Beschreibung: Der leicht konische Rest hatte eine Länge von über 90 mm. Die Abmessungen zeigt folgende Übersicht:

Abstand [mm]	Ø	D-Ø	T-Ø	A-Ø	Septenzahl (×2)
Kelchrand					
18					
Folie A	32	28	26	6	44
5					
Schliff A	30	28	26	4	43
10					
Folie B	28	26,5	24	8	41
15					
Schliff B	26	24	24	4	40
26					
Folie Ca	24	23	23	8	40
10					
Folie Cb	24	24	24	3	40
5					
Schliff C	22			2	>36
15					
Schliff D	18	18	18	2,5	32
13					
Folie E	14,5	14,5	14,5	4	29
5					
Schliff E	13	13	13	2,5	31

In den tiefen Schnittlagen fehlt eine Blasenzone. C liegt in einer geschlossenen Fossula. Die Septen sind deutlich asymmetrisch verdickt, wobei die Interseptalräume bis auf schmale Streifen eingeeengt sein können. Die mS bilden bis in hohe Schnittlagen kurze Leisten. In höheren Lagen entwickelt sich zwischen den Septen eine Blasenzone, wozu später Präsepimente treten. Diese äußerste Zone ist nur örtlich ausgebildet.

Bemerkungen: Charakteristisch ist eine allmähliche Entwicklung der Blasenzone und des Präsepimentariums, sowie die Verdickung der Septen, die während der Ontogenie über die C-Quadranten hinausgreift und auch die Septen der K-Quadranten des Tabulariums erfaßt. Ein weiteres Merkmal sind die bis in letzteres reichenden mS.

Siphonophyllia sp. B.

Material: 66 HF 126/1,2,8,16; 66 HF 127/4.

Beschreibung: Die zylindrischen Coralliten erreichen eine Länge von über 80 mm, bei einem maximalen Ø bis 44 mm. Die Außenseite zeigt eine deutliche Querrunzelung. Die Septenzahl zeigt folgende Übersicht:

	Ø	D-Ø	T-Ø	A-Ø	Septenzahl (x2)
1	37	28	22	14	51
16	36	30	24	12	53
8	37	30	29	16	ca. 54
2	24	28	21	14	45
127/4	32	25	20	8	48

Die Septen der C-Quadranten sind bis zum Tabularium stark verdickt und können sich zum Teil berühren. Innerhalb des Tabularium sind sie, wie die Septen der K-Quadranten, dünn. C ist kürzer und liegt in einer geschlossenen Fossula. K ist dünn und gleichfalls etwas kürzer als die benachbarten Septen. Die mS sind kurz und diskontinuierlich, teilweise treten sie nur als kurze Vorsprünge an der Epithek auf, teilweise auch auf Blasen des Dissepimentariums bzw. Tabulariums. Vielfach schaltet sich zwischen die verdickten Septen und die dünnen Septen der „K-Quadranten“ ein kurzes Septum. Ohne Berücksichtigung dieses dünnen Septums ist die Septenverteilung, (126/1): 8 : 16 : 16 : 14 bzw. (126/16): 13 : 14 : 14 : 14. Die Tabulaeschnitte sind bogenförmig nach außen gerichtet und zeigen, daß die im Längsschliff tischförmigen Tabulae, die achsial mehr oder minder horizontal sind, zwischen die Septen rinnenartig nach außen steil abbiegen. Die Präsepimentzone schwankt bei den verschiedenen Exemplaren zwischen 2,5 und 4 mm in ihrer Breite, wobei meist zwei bis drei Präsepimente ausgebildet sind. Im Längsschliff ist eine Trennung zwischen Prä- und Dissepimentarium nicht möglich. Die Blasenzone besteht aus fünf bis sechs steil nach innen geneigten, langgezogenen Blasen.

Bemerkungen: Die beschriebenen Exemplare sind schwer mit bereits bekannten Arten vergleichbar. Die Charakteristika sind die Entwicklung verdickter Septen um C, ein relativ schmales Dissepimentarium im zwischen 24 und 37 mm liegendem Ø, sowie eine Septenzahl zwischen 45 und 54x2.

Siphonophyllia sp.

Material: 66 HF 126/a,3,5,6,; 66 HF 127/a,5; 63 JS 15/1.

Beschreibungen: Eine größere Zahl von Exemplaren ist artmäßig nicht bestimmbar. Es handelt sich durchwegs um sehr tiefe Schnittlagen, die noch kein Präsepimentarium zeigen. Die Septen um das kurze, in einer Fossula gelegene C sind verdickt.

	Ø	D-Ø	T-Ø	A-Ø	Septenzahl (x2)
126/3	24	24	24	12	39
126/5	23	23	23	8	36(?)
127/5	23	23	19	13	43
15/1	22	22	22	11	38

Bemerkungen: Gegenüber anderen Formen von *Siphonophyllia* des gleichen Fundraumes unterscheiden

sich die genannten vor allem durch die geringere Septenzahl bei entsprechendem Durchmesser.

Familie: Amplexidae CHAPMAN, 1893
Genus: Amplexus SOWERBY, 1814

1814 *Amplexus* SOWERBY, 164.

Diagnose: Vgl. HILL (1981:144)

***Amplexus coralloides* SOWERBY, 1814**
(Abb. 33)

1814 *Amplexus coralloides* n.sp. - SOWERBY, 165, Taf. 72, Fig. 1-5.

1836 *Amplexus sowerbii* n.sp. - PHILLIPS, 203, Taf. 2, Fig. 24.

1851 *Amplexus coralloides* SOW. - EDWARDS & HAIME, 342.

1852 *Amplexus coralloides* SOW. - EDWARDS & HAIME, 173, Taf. 36, Fig. 1,1a-e.

1963 *Amplexus coralloides* SOW. - SMITH & THOMAS, 163, Taf. 7, Fig. 1-6.

Material: 65 AR 18/1.

Beschreibung: Der zylindrische Rest hat eine Länge von rund 40 mm. Bei einem Ø von 31 mm treten 34, 2 bis 5 mm lang werdende Septen auf. mS fehlen. Die Bodenschnitte verbinden teilweise girlandenförmig die Septenenden. Die Tabulae sind tischförmig, wobei die zwischen den kurzen Septen gelegenen Abschnitte mittelsteil zur Archaeotheka abfallen. Letztere zeigt an ihrer Außenseite deutliche Längsrippen.

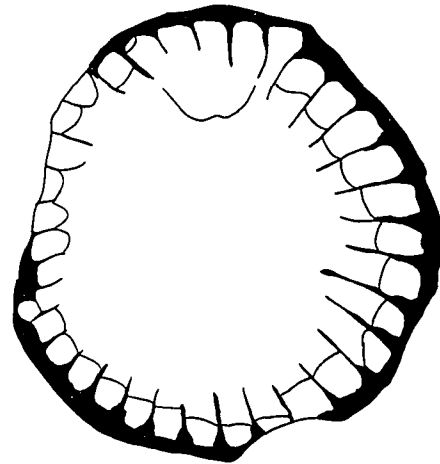


Abb. 33.
Amplexus coralloides SOWERBY, 1814.
65 AR 18/1.

Bemerkung: Im Ø und der Zahl der Tabulae liegt das Exemplar zwischen den von SMITH & THOMAS (1963) beschriebenen beiden Extremen. Ein Vergleich mit den von KOSTIC-PODGORSKA (1960) beschriebenen Formen ist nicht möglich.

***Amplexus* sp. A.**
(Abb. 34a-c)

Material: 65 AR 44/14,15.

Beschreibung: Der Ø der zylindrischen, wurmförmig gekrümmten Corallitenreste beträgt 15 bis 20 mm, ihre Länge über 7 cm. Die radiär angeordneten 41

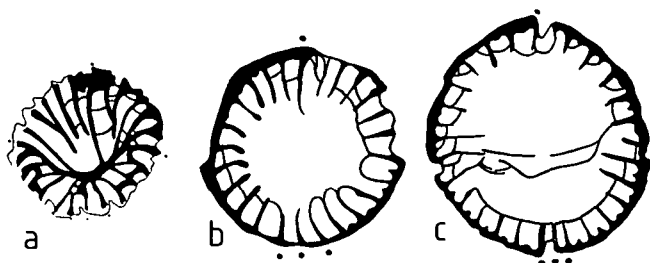


Abb. 34.
Amplexus sp. A.
a-c) 65 AR/15, 2,1x.

Septen haben eine Länge von 15 mm. Bodenschnitte treten selten zwischen den Septen auf. Die mS bilden, falls vorhanden, kurze dornenförmige Vorsprünge.

Der Längsschliff zeigt tischförmige Tabulae, die denen von *A. coralloides* in SMITH & THOMAS (1963: Taf. 7, Fig. 5) völlig entsprechen.

Bemerkungen: Eine sichere Zuordnung ist nicht möglich. Hinsichtlich \varnothing und Septenzahl steht die Form zwischen *A. coralloides multiseptata* VOLKOVA, 1938 (\varnothing 15–20, Septen 52) und *A. c. rarotabulatum* DOBR., 1936 (\varnothing 20, Septenzahl 32).

? *Amplexus* sp.

Material: 66 HF 111/41,60 .

Beschreibung: Die mir vorliegenden Reste sind unvollkommen. Bei beiden fehlen jegliche Hinweise auf die Existenz von Böden, wobei jedoch die Corallitenspitzen nicht mehr vorhanden sind. Hierbei erreicht das größere Exemplar, bei einem oberen \varnothing 15 mm eine Länge von über 30 mm, während das kleine, konische Exemplar bei gleichem oberen \varnothing nur eine Länge von etwa 25 mm besitzt. Auffallend sind die sehr kurzen, nur 1 bis 2 mm langen, teilweise sehr plumpen keilförmigen Septen, die keinen Unterschied erkennen lassen. Die unvollkommene Septenzahl beträgt bei dem längeren Exemplar 21, bei dem kürzeren 18.

Bemerkungen: Das Charakteristikum beider Exemplare ist der lange Kelch mit kurzen, radiären, keilförmigen Septen. Eine Bestimmung ist zufolge des Fehlens früherer Wachstumsstadien nicht möglich. Dementsprechend unsicher ist auch die Zuordnung zu *Amplexus*.

Familie: *Amplexocariniidae* SOSHKINA, 1941
Genus: *Amplexocarinia* SOSHKINA, 1928

1928 *Amplexocarinia* SOSHKINA, 379.
1968 *Amplexocarinia* SOSHKINA – FEDOROWSKI, 216.
1987 *Amplexocarinia* SOSHKINA – FEDOROWSKI, 75.
1989 *Amplexocarinia* SOSHKINA – LÜTTE & GALLE, 167 (cum syn).
1990 *Amplexocarinia* SOSHKINA – RODRIGUEZ & KULLMANN, 23.

Diagnose: Vergl. LÜTTE & GALLE (1989).

Bemerkungen: Nach FEDOROWSKI (1968) ist die Familien-Zuordnung fraglich, nachdem die Ontogenese des Typus nur unvollkommen bekannt ist.

Amplexocarinia sp.

(Abb. 35a,b)

Material: 65 AR 44/7; 66 HF 114/1,2; 66 HF 118/2 .

Beschreibungen: Die zylindrischen Reste haben eine Länge bis über 15 mm. Der \varnothing beträgt 7 bis 12 mm und die Länge der 24–26 Septen um 0,7 bis 1,0 mm, wobei ein Septum (C) verkürzt sein kann. Der \varnothing des septenfreien achsialen Raumes liegt zwischen 4 und 5 mm, die Breite der Archaeotheka und der Septen bei 0,2 mm bis 0,6 mm. Die Tabulae bilden zum Teil girlandenförmige Ketten zwischen den Septenenden, mS fehlen. Der Längsschliff zeigt die charakteristischen tischförmigen Tabulae, die im Septarium steil gegen die Archaeotheka abfallen, wobei ihr Abstand zwischen 1,5 und 2 mm liegt. Teilweise sind sie verdickt. Dazu kommen zwischen Archaeotheka und Tabularien periphere Bodenelemente.

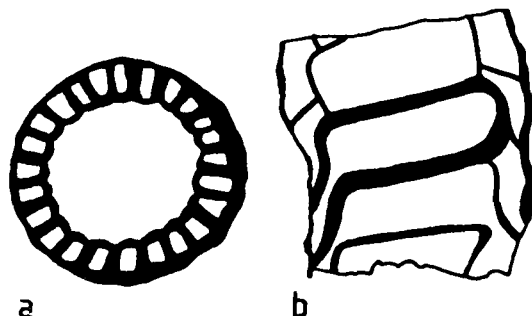


Abb. 35.
Amplexocarinia sp.
a,b) 65 AR 44/7; 4,8x.

Bemerkungen: Das Genus ist aus dem Karbon relativ selten beschrieben, dürfte jedoch größere Verbreitung besitzen. *A. cravensis* SMITH 1955 wird zufolge des Auftretens von Dissepimenten nicht hinzu gerechnet. *A. wagneri* DE GROOT unterscheidet sich von der vorliegenden Form durch die Septenzahl und den \varnothing . Die Beziehung zu den von TU-CI 1988 beschriebenen beiden Arten, *A. xinjiangensis* und *A. jungarensis* aus dem Unterkarbon von Quinghai ist unsicher, da nur eine chinesische Beschreibung vorliegt. Beide haben einen etwas höheren \varnothing und höhere Septenzahl. Die Beschreibung von *A. calluphylloides* GHUO liegt mir nicht vor.

6. Ausblick

Wie Tabelle 6 zeigt, handelt es sich bei den beschriebenen Rugosa ausschließlich um Vertreter einer typischen *Cyathaxonia*-Fauna mit unterkarbonem Charakter. Diese zeitliche Einstufung trifft jedoch nur für einen Teil der Fauna zu, da nach den Determinationen von H.P. SCHÖNLAUB, Wien, nur einige der von ihm untersuchten Proben ein Ober-Visé-, der größere Teil jedoch ein Namur-Alter, (siehe Abb. 2) besitzen. Für ein derartiges Alter sprechen auch Goniatiten und Brachiopoden (RUTTNER et al., 1968). Auf diese Problematik wird, ebenso wie auf die Frage des Ablagerungsraumes und der paläobiogeographischen Zusammenhänge, nach Abschluß der Bearbeitungen einzugehen sein.

Tabelle 6.

Liste der beschriebenen Korallenfauna der Ozbak-Kuh-Gruppe Ost-Irans.

Rotiphyllum omaliusi omaliusi (EDWARDS & HAIME, 1851)
Rotiphyllum rushianum rushianum (VAUGHAN, 1908)
Rotiphyllum rushianum major n.ssp.
Rotiphyllum sp.
Claviphyllum falcatum n.sp.
Claviphyllum weyeri n.sp.
Claviphyllum sp.
Ulimia intracarbonica SCHINDEWOLF, 1942
Ulimia aff. *intracarbonica* SCHINDEWOLF, 1942
Ulimia biforma n.sp.
Ulimia tricyclica SCHINDEWOLF, 1942?
Ulimia cf. *elongata* (GRABAU, 1922)
Ulimia sp., Gruppe *U. inaequale* SCHINDEWOLF, 1940
Ulimia cf. *longiseptata* (FRECH, 1899)
Ulimia sp. A
Ulimia sp. B
Pterophyllum sp.
Pentaphyllum cf. *hithis* WEYER, 1975
Pentaphyllum sp. A
Pentaphyllum sp. B
Pentaphyllum sp. C
Cyathaxonia schindewolli schindewolli n.ssp.
Cyathaxonia schindewolli minor n.ssp.
Cyathaxonia rushiana VAUGHAN, 1906?
Sochkineophyllum clavum n.sp.
Sochkineophyllum sp.
Caninia densiseptata n.sp.
Siphonophyllia cylindrica cylindrica MCCOY, 1844
Siphonophyllia buxtonensis (LEWIS, 1924)
Siphonophyllia sp. A
Siphonophyllia sp. B
Siphonophyllia sp.
Amplexus coralloides SOWERBY, 1814
Amplexus sp. A
 ?*Amplexus* sp.
Amplexocarinia sp.

Dank

Die Arbeit erfolgte im Rahmen von Projekt P7004-GEO „Paläobiogeographie paläozoischer Korallen“ des FWF. Für die Betreuung während meines Aufenthaltes in Iran 1966 möchte ich auch in dieser Stelle Herrn Hofrat Direktor Dr. A. RUTTNER, Wien, sowie dem Geological Survey of Iran, Teheran, ebenso wie Herrn Dr. I. STÖCKLIN für die Übermittlung von Material danken. Doz. Dr. H.P. SCHÖNLAUB, Wien, unterstützte dankenswerter Weise die Arbeit durch die Bestimmung der Conodontenfaunen.

Innerhalb des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz gilt mein Dank Frau A. KRIEGER für ihre Schreibearbeiten, Herrn J. FRÜHWIRTH für Laborarbeiten und Herrn E. KOBER für Unterstützung bei Zeichen- und Fotoarbeiten. Meiner Frau danke ich für ihre Hilfe bei der Anfertigung der Korallen-Abbildungen.

Anhang

Material Senckenberg-Museum (Frankfurt am Main)

***Rotiphyllum omaliusi omaliusi* (EDWARDS & HAIME, 1851)**
 66 HF 124/1-3 SMF 40710-40712
 66 HF 114/a,b, 5 SMF 40713-40715
 66 HF 78/39,41 SMF 40716,40717
 66 HF 111/1 SMF 40718

***Rotiphyllum rushianum rushianum* (VAUGHAN, 1908)**
 66 HF 109/5 SMF 40719

***Claviphyllum weyeri* n.sp.**
 66 HF 111/1,18-21,24-35 SMF 40720-40736

***Ulimia intracarbonica* SCHINDEWOLF, 1942**
 66 HF 78/1,4,4a,6, 6a, 8, 107 SMF 40737-40743
 66 HF 109/1,6,8,10,12 SMF 40744-40748
 66 HF 115/1 SMF 40749
 66 HF 124/4,9 SMF 40750, 40751
 66 HF 125/11,12 SMF 40752, 40753

***Ulimia* aff. *intracarbonica* SCHINDEWOLF, 1942**
 66 HF 78/5 SMF 40754

***Ulimia biforma* n.sp.**
 66 HF 78/112,2,7,113? SMF 40755-40758
 66 HF 125/13 SMF 40759

***Ulimia* cf. *elongata* (GRABAU, 1922)**
 66 HF 109/7 SMF 40760

***Ulimia* cf. *longiseptata* (FRECH, 1899)**
 66 HF 78/2a SMF 40761

***Ulimia* sp. A.**
 66 HF 127/2 SMF 40762

***Pterophyllum* sp.**
 66 HF 77/1 SMF 40763

***Pentaphyllum* sp. B.**
 66 HF 125/14 SMF 40764

***Pentaphyllum* sp. C.**
 66 HF 111/67 SMF 40765

***Pseudowannerophyllum differens* FLÜGEL, 1975**
 66 HF 77/6,7 SMF 40766, 40767
 66 HF 78/11-18, 121? SMF 40768-40776

***Cyathaxonia schindewolli schindewolli* n.sp.**
 66 HF 109/17,18-20 SMF 40777-40780
 66 HF 111/69 SMF 40781
 66 HF 124/7,9,10 SMF 40782-40784

***Cyathaxonia rushiana* VAUGHAN, 1908**
 66 HF 109/16 SMF 40785

***Siphonophyllia cylindrica cylindrica* MCCOY, 1844**
 66 HF 126/4 SMF 40786

***Siphonophyllia buxtonensis* (LEWIS, 1924)**
 66 HF 127/1 SMF 40787

***Siphonophyllia* sp. B.**
 66 HF 126/1,2,8,16 SMF 40788-40791
 66 HF 127/4 SMF 40792

***Siphonophyllia* sp.**
 66 HF 126/3,5,6,9 SMF 40793-40796
 66 HF 127/9,5 SMF 40797, 40798

?*Amplexus* sp.
 66 HF 111/41,60 SMF 40799, 40830

***Amplexocarinia* sp.**
 66 HF 114/1,2, SMF 40831, 40832
 66 HF 118/2 SMF 40833

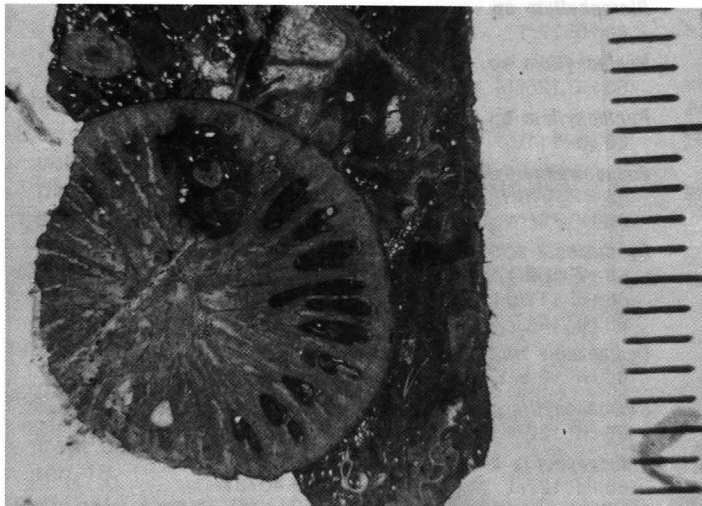
1



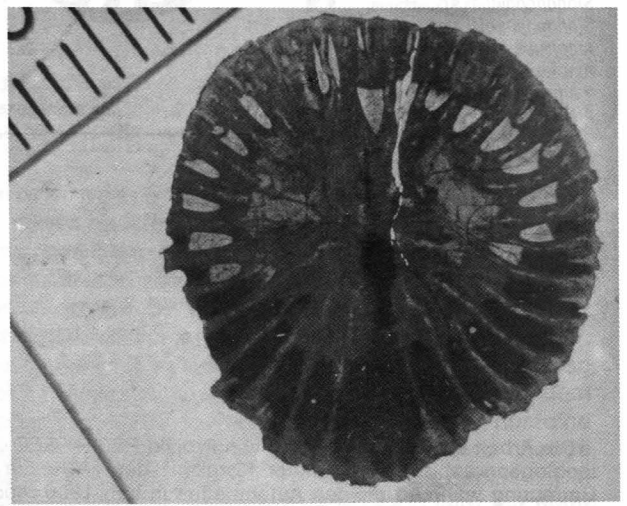
2



3

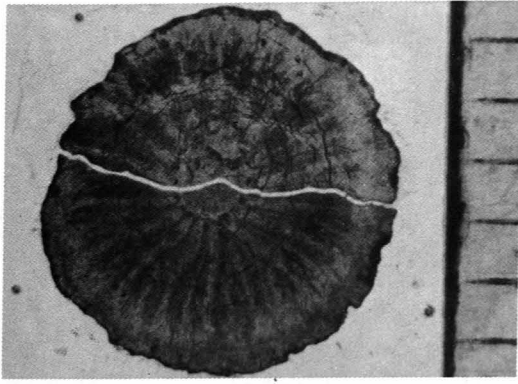


4



- Fig. 1: ***Ufimia* sp. A.**
66 HF 127/2; 4x.
- Fig. 2: ***Pentaphyllum* sp. C.**
66 HF 111/67; 8x.
- Fig. 3: ***Sochkineophyllum clavum* n.sp.**
66 HF 109/13; 4x.
- Fig. 4: ***Sochkineophyllum clavum* n.sp.**
63 JS 56/1; 4x.
- Fig. 5,6: ***Cyathaxonia schindewolfi schindewolfi* n.ssp.**
QS (66 HF 109/17); 8x.
LS (66 HF 109/17); 8x.
- Fig. 7: ***Cyathaxonia schindewolfi schindewolfi* n.ssp.**
QS (66 HF 109/18); 8x.
- Fig. 8,9: ***Cyathaxonia schindewolfi minor* n.ssp.**
QS (63 JE 13/5); 16x.
LS (63 JE 13/5); 16x.
- Fig. 10: ***Cyathaxonia schindewolfi minor* n.ssp.**
63 JE 13/6; 8x.

5



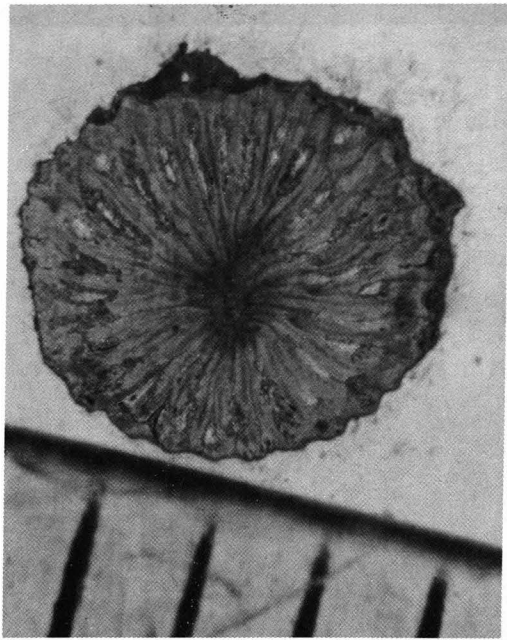
6



7



8



9



10

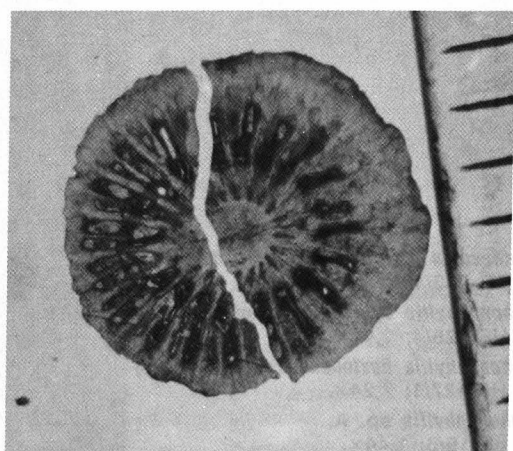
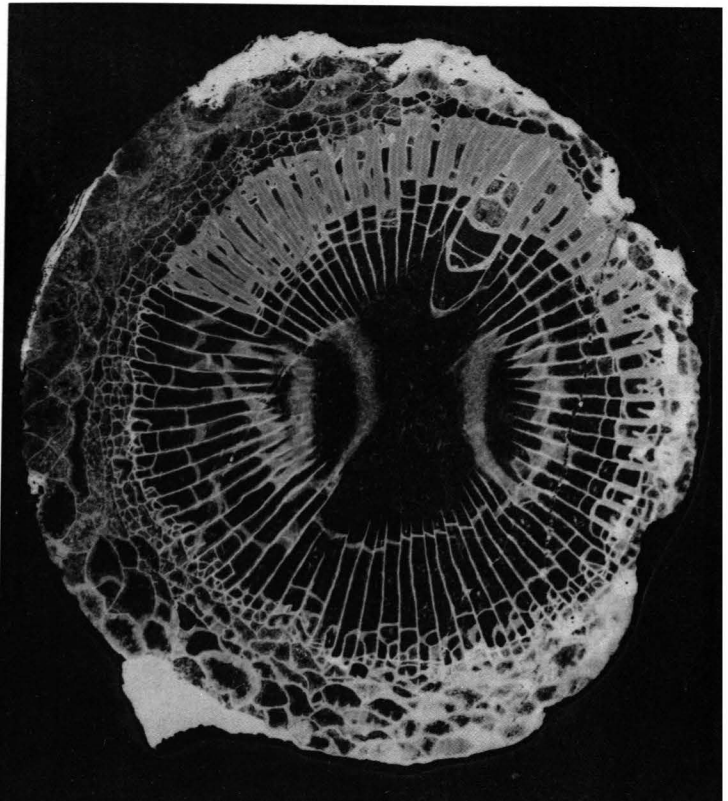
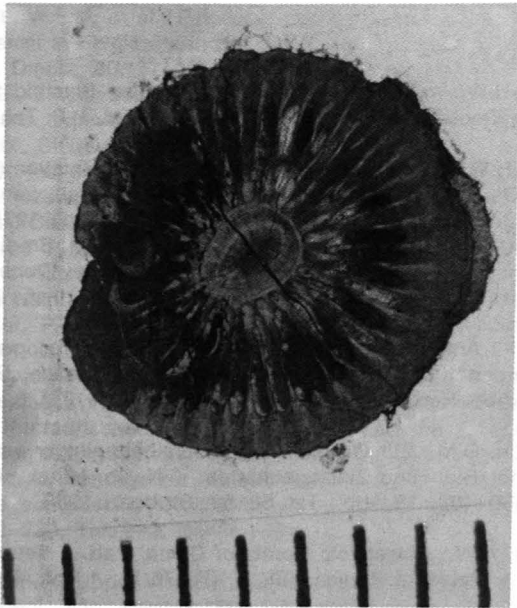


Fig. 1
Fig. 2
Fig. 3
Fig. 4
Fig. 5
Fig. 6
Fig. 7
Fig. 8
Fig. 9
Fig. 10

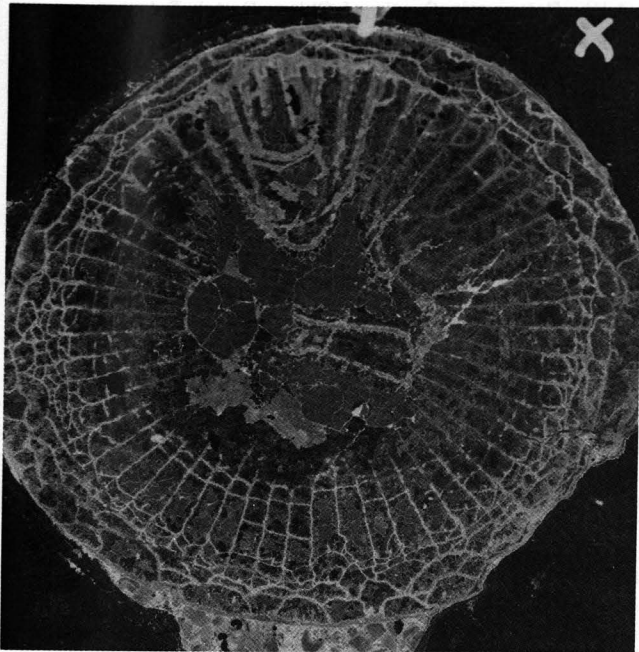
Tafel 2

- Fig. 1: *Cyathaxonia rushiana* VAUGHAN, 1906
63 AR 233/13; 8x.
- Fig. 2: *Siphonophyllia cylindrica cylindrica* MCCOY, 1844
66 HF 126/4; 1,44x.
- Fig. 3: *Siphonophyllia buxtonensis* (LEWIS, 1924)
66 HF 127/1; 2,24x.
- Fig. 4,5: *Siphonophyllia* sp. A.
63 JE 19/6; 1,44x.

1

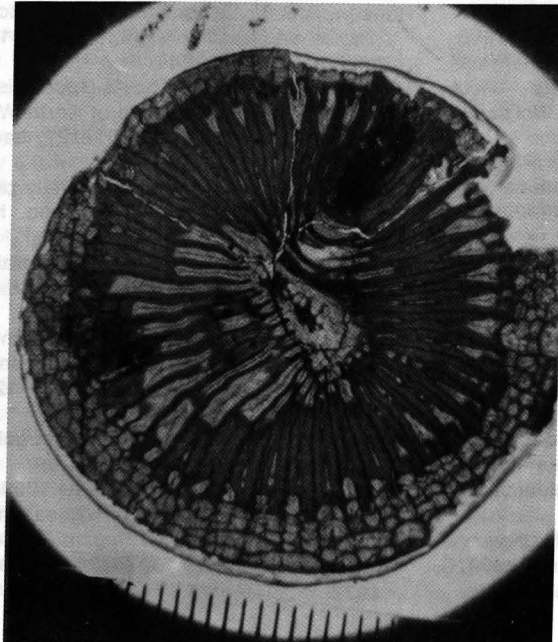


2

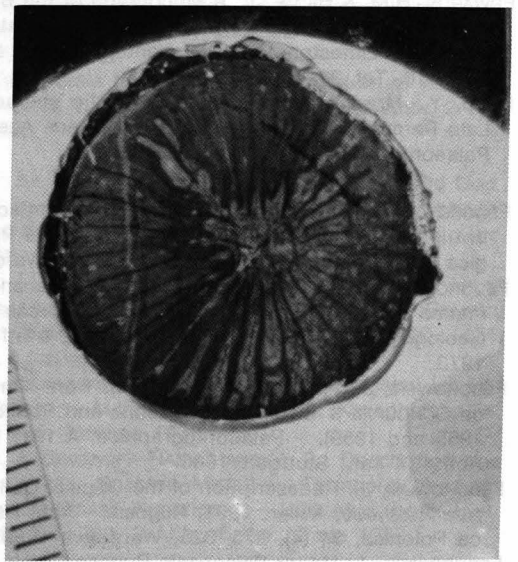


X

3



4



5

Literatur

- BIKOVA, M.S.: Kamennojugolnije koralli Seicano – Irtjischs kogji geosinklinalnoj oblasti. – Tr. Akad. Nauk SSSR, **102**, Alma Ata 1974.
- CARRUTHERS, R.G.: A revision of some Carboniferous corals. – Geol. Mag., **5**, 20–31, 63–74, 158–171, Taf. 4–6, London 1908.
- CARRUTHERS, R.G.: I. – *Lophophyllum* and *Cyathaxonia*: Revision notes on two Genera of Carboniferous corals. – Geol. Mag., (5) **10**, 49–56, Taf. 3, London 1913.
- CARRUTHERS, R.G.: A remarkable Carboniferous Coral. – Geol. Mag., **6**, (6), 436–441, 6 Abb., Taf. 11, London 1919.
- COTTON, G.: The Rugose Coral Genera. – 358 S., Amsterdam (Elsevier) 1973.
- DE GROOT, G. E.: Rugose Corals from the Carboniferous of Northern Palencia (Spain). – 1–112, 39 Abb. 26 Taf., Leiden 1963.
- DE KONINCK, L.G.: Nouvelles recherches sur les animaux du fossiles du terrains carbonifère de la Belgique. – Mém. Acad. roy. Sci. Belg., **39**, 178 S., 15 Taf., Brussels 1872.
- DIXON, O. A.: Variation in the Viséan coral *Caninia benburensis* from north-west Ireland. – Palaeontology, **13**, 52–63, 14 Abb., London 1970.
- DOBROLYUBOVA, T.A.: Korally Rugosa srednejo i verkhnejo karbona i nizhney permi severnogo Urala. – Tr. Akad. Nauk SSSR, **28**, 77–198, 81 Abb., Moskau 1936.
- DOBROLYUBOVA, T.A.: Chetyrekhlučevye korally nizhnego karbona Kuznetskoy kotloviny. – Tr. Akad. Nauk SSSR, Paleont. Inst., **111**, 5–198, 16 Abb., 36 Taf., Moskau 1966.
- DOBROLYUBOVA, T.A. & KABAKOVIC, N.: Tip Coelenterata. Kisechnopolostnye. Klass Anthozoa. Korallovyje polipy. – Tr. sib. n.-i. in-ta., **21**, Taf. C3–C4, 115–124, Novosibirsk 1962.
- EDWARDS, H.M. & HAIME, J.: Monographie des Polypiers fossiles des Terrains palaeozoique. – Arch. Mus. Hist. Nat., **5**, 502 S., 20 Taf., Paris 1851.
- EDWARDS, H.M. & HAIME, J.: A Monograph of the British Fossil Corals. Part III. Corals from the Permian Formation and the Mountain Limestone. – Palaeontogr. Soc. London, **6**, 147–210, Taf., 31–46, London 1852.
- EZAKI, Y.: Morphological and phylogenetic characteristics of Late Permian rugose corals in Iran. – Mem. Ass. Australas. Palaeontol., **8**, 275–281, 4 Abb., 1989.
- FEDOROWSKI, J.: Upper Viséan Tetracoralla from some Borings in the Lublin Coal Measures (Poland). – Acta Palaeontologica Polonica, **13**, 203–217, 2 Abb., 2 Taf., Warszawa 1968.
- FEDOROWSKI, J.: Rugose corals Polycoelaceae and Tachylasmatina subord n. from Dálnia in the Holy Cross Mts. – Acta Geologica Polonica, **23**, 89–133, 18 Abb., 6 Taf., Warszawa 1973.
- FEDOROWSKI, J.: Permian Rugose Corals from Timor (Remarks on SCHOUPE & STACUL's collections and Publications from 1955 and 1959). – Palaeontographica, A **191**, 173–226, 18 Abb., 14 Taf., Stuttgart 1986.
- FEDOROWSKI, J.: Redescription of the Original Collection of *Zaphrentis calyculus* Miller, 1891, Rugosa. – Acta Palaeontologica Polonica, **34** (4), 275–325, Warszawa 1989.
- FEDOROWSKI, J.: Upper Palaeozoic Rugose Corals from South-western Texas and Adjacent Areas: Gaptank Formation and Wolfcampian corals. Part I. – Palaeont. Polonica, **48**, 271 S., 87 Abb., 43 Taf., Warszawa 1987.
- FEDOROWSKI, J. & SANDO, W.J.: Morphogenesis and Relationships of *Trochophyllum* Milne-Edwards and Haime, 1850 (Coelenterata, Anthozoa). – Acta Palaeont. Polonica, **34**, 3–46, Abb., 11, 12 Taf., Warszawa 1989.
- FLÜGEL, H.W.: Korallen aus der oberen Visé-Stufe (*Kueichouphyllum*-Zone) Nord-Irans. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 365–404, 5 Abb., 2 Taf., Wien 1963.
- FLÜGEL, H.W.: *Iranoblastus*, a new Mississippian Blastoid from Iran. – Geol. Surv. Iran, Report, **6**, 55–57, Taf. 1–3, Teheran 1966.
- FLÜGEL, H.W.: Zwei neue Korallen der Sardar-Formation (Karbon) Ost-Irans. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **53**, 45–53, 2 Abb., 1 Taf., Graz 1975.
- FOMITCHEV, W.D.: Korally Rugosa i Stratigrafiya Sredine i Verkhnekamenougolnykh i Permiskhkh Otlozheny Doneskogo Basseyna. – Tr. Vses. Nauchno-Issled. Geol. Inst., (Vsegei), 622 S., 44 Taf., 1953.
- FRECH, F.: Anthozoa. – In: HOLZAPFEL, E.: Die Cephalopoden-führenden Kalke des unteren Karbon von Erdbach, Breitscheid bei Herborn. – Palaeont. Abh., **5**, 67–70, Taf. 8, Jena 1889.
- FRIEDRICH, O.M.: Zur Genesis und Mineralogie einiger ostper-mischer Blei- und Zinklagerstätten. – N. Jb. Miner., Abh., **94**, 430–468, 13 Abb., Taf. 58–63, Stuttgart 1960.
- GRABAU, A.W.: Palaeozoic Corals of China, Part. I. Tetrasetata. – Palaeont. Sinica, (B), **2**, (1), 76 S., 1 Taf., Peking 1922.
- GRABAU, A.W.: Palaeozoic Corals of China. Part I. Tetrasetata II. Second contribution to our knowledge of the Strep-telasmoid corals of China and adjacent territories. – Palaeont. Sinica, (B), **2**, (2), 175 S., 22 Abb., 6 Taf., Peking 1928.
- HILL, D.: Coelenterata (Part F): Rugosa and Tabulata. – In: TEI-CHERT, C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, **1,2**, F 762, 462 Abb., Boulder 1981.
- HINDE, G.J.: Notes on the paleontology of Western Australia. 2. Corals and Polyzoa. – Geol. Mag., (3), **7**, 194–204, Taf. 8–8a, London 1890.
- HOFFMANN, N., LINDERT, W., WEYER, D. & ILLERS, K.H.: Zum Unterkarbon-Vorkommen auf den Inseln Rügen und Hiddensee. – Z. geol. Wiss., **3**, 851–873, 4 Abb., 5 Taf., Berlin 1975.
- HUDSON, R.G.S.: On the Lower Carboniferous Corals: *Rhopalolasma*, gen. nov. and *Cryptophyllum* CARR. – Proc. Yorks. geol. Soc., **23**, 90–102, 2 Abb., Taf. 4,5, Wakefield 1936.
- HUDSON, R.G.S.: *Fasciulophyllum* Thomson and other genera of the "Zaphrentis" *omalusi* group of Carboniferous corals. – Geol. Mag. **79**, 257–263, 2 Abb., London 1942.
- HUDSON, R.G.S.: On the Lower Carboniferous corals: *Rhopalolasma bradbourneense* (WILMORE) and *Rhopalolasma rylstonense* sp. nov. – Quart. J. geol. Soc. London, **99**, 81–92, 5 Abb., Taf. 14,15, London 1943.
- HUDSON, R.G.S.: Lower Carboniferous corals of the Genera *Rhophyllum* and *Permia*. – J. Paleont., **18**, 355–362, 1 Abb., Taf. 56,57, Tulsa 1944.
- HUDSON, R.G.S. & FOX, Th.: As Upper Viséan Zaphrentoid Fauna from the Yoredale beds of North-West Yorkshire. – Proc. Yorksh. Geol. Soc., **25**, 101–127, Leeds 1943.
- ILJINA, T.G.: Chetyrekhlučevy korally pozdney permi i ranneog triasa Zakavkazya. – Tr. Akad. Nauk, SSSR, Paleont. Inst., **107**, 1–105, 35 Abb., 20 Taf., Moskau 1965.
- ILJINA, T.G.: Istorisheskoe Razvitije Korallov. – Tr. Akad. Nauk, SSSR, Paleont. Inst., **198**, 184 S., 65 Abb., 32 Taf., Moskau 1984.
- IVANOVSKIY, A.B.: Concerning the biform Tabularium, Siphonofossula, Cyathaxonids etc. – Paleont. I., 552–553, 1974 (Transl. Paleont. Zhur., **1974**, 126–127, Novosibirsk).
- KELLER, N.B.: Novye niznekamenougol' nye cetyrekhlučevye korally Dzezkazganskogo rajona. – Paleotnol. zh., **1959**, 90–99, 5 Abb., Taf. 4, Moskau 1959.
- KHOA, N.D.: Carboniferous Rugosa and Heterocorallia from Boreholes in the Lublin Region (Poland). – Acta Palaeontologica Polonica, **22**, 301–404, 45 Abb., 27 Taf., Warszawa 1977.

- KIMPE, W.F.M. et al.: Paleozoic deposits east of the Brobent Massif in Belgium and the Netherlands. – Meded. Riiks Geol. Dienst, **30**, 37–103, 12 Abb., 16 Taf., Liège 1978.
- KOKER, E.M.J.: Anthozoa uit het Perm van het Eland Timor. – Jaarb. Mijnwezen ned. Oost-Indie, **1922**, 3–50, 26 Abb., 11 Tab., S'Gravenhage 1924.
- KOSTIC-PODGORSKA, V.: Unterkarbone Korallen aus dem Paläozoikum des Sannagebietes (Bosnien). – Rec. ravaux Inst. Geol. Jovan Zujovic, **8**, 168–177, 2 Abb., 4 Taf., Beograd 1955.
- KOSTIC-PODGORSKA, V.: Neue Arten der Gattung *Amplexus* aus der Namur-Stufe West Serbiens (Ub-Tal bei Druzetic). – Am. Géol. Pén. Balk., **27**, 221–234, 8 Abb., 2 Taf., Beograd 1961.
- KULLMANN, J. & RODRIGUEZ, S.: Hornförmige Einzelkorallen (*Rugosa*) aus frühoberkarbonischen Flachwasser-Sedimenten im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1986**, 293–306, 4 Abb., Stuttgart 1986.
- KUNTH, A.: Beiträge zur Kenntnis fossiler Korallen. 1. Korallen des schlesischen Kohlenkalkes. – Z. dt. geol. Ges., **21**, 183–220, Taf. 2–3, Berlin 1869.
- LEWIS, H.P.: Upper Viséan Corals of the genus *Caninia*. – Quart. J. geol. Soc. London, **80**, 389–405, 2 Abb., Taf. 27–30, London 1924.
- LÜTTE, B.-P. & GALLE, A.: Erster Nachweis der Gattung *Amplexocarinia* (*Rugosa*) im Eifelium der Nord-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., **63**, 165–176, 3 Abb., Stuttgart 1989.
- McCoy, F.: A Synopsis of the Characters of the Carboniferous Limestone Fossils of Ireland. – 207 S., 29 Taf., Dublin 1844.
- MENCHIKOFF, N. & HSU, T.Y.: Les polypiers Carbonifères du Sahara occidental. – Bull. Soc. géol. France, (5), **5**, 229–261, Taf. 9, 10, Paris 1857.
- MICHELIN, J.L.H.: Iconographie zoophytologique, description par localités et terrains des polypiers fossiles de France et pays environnants. – 348 S., 79 Taf., Paris 1840–1847.
- PHILLIPS, J.: Illustrations of the Geology of Yorkshire, **2**, 253 S., 25 Taf., London 1836.
- POTY, E.: Recherches sur les Tétracoralliaires et les Hétérocöralliaires du Viséan de la Belgique. – Meded. Rijks. Geol. Dienst., **35**, 1–161, 63 Abb., 34 Taf., Liège 1981.
- RODRIGUEZ, S.G.: Corales *Rugosos* del Carbonífero del este de Asturias. – 538 S., 265 Abb., 32 Taf., Madrid 1984.
- RODRIGUEZ, S.G. & KULLMANN, J.: Hornförmige Einzelkorallen (*Rugosa*) aus spätoberkarbonischen Flachwasser-Ablagerungen des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). – Palaeontologica A, **210**, 19–40, 12 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1990.
- ROWETT, C.L. & TIMMER, R.: Lophophyllid, Hapsiphyllid and Polycœlid Corals of Pennsylvanian age from the East-Central Alaska Range. – Pacific Geology, **6**, 1–18, 6 Abb., 2 Taf., Tokyo 1973.
- ROZKOWSKA, M.: Famennian Tetracoralloid and Heterocoralloid Fauna from the Holy Cross Mountains (Poland). – Acta Palaeont. Polonica, **14**, 1–187, 72 Abb., 8 Taf., Warszawa 1969.
- RUTTNER, A., NABAVI, M.H. & HAJIAN, J.: Geology of the Shirgesht Area (Tabas area, East Iran). – Geol. Surv. of Iran, Report, **4**, 1–133, 38 Abb., 5 Taf., Teheran 1968.
- SANDO, W.J.: Significant of coiled protocoralla in some Mississippian horn corals. – Palaeontology, **20**, 47–58, 1 Abb., Taf. 12, London 1977.
- SCHINDEWOLF, O.H.: Zur Kenntnis der Polycœlien und Pterophyllen. – Abh. Reichsamt Bodenf., N. S., 204, 324 S., 155 Abb., 36 Taf., Berlin 1942.
- SCHINDEWOLF, O.H.: „Konvergenz“ bei Korallen und bei Ammonoiten. – Fortschr. Geol. Paläont., (41), **12**, 289–392, 33 Abb., 1 Taf., Berlin 1940.
- SCHINDEWOLF, O.H.: Über ein neues Vorkommen unterkarbonische *Pericyclis*-Schichten im Oberharz. – VI. Notizen zur Korallenfauna. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **93**, 97–116, 3 Abb., Taf. 7, Stuttgart 1951.
- SCHINDEWOLF, O.H.: Korallen aus dem Oberkarbon (Namur) des oberschlesischen Steinkohlen-Beckens. – Akad. Wis. Lit. Mainz, Math.-naturw. Kl., **1952**, 146–227, 9 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1952.
- SCHOUPPE, A. & STACUL, P.: Säulchenlose Pterocorallia aus dem Perm von Indonesisch Timor. – Palaeontographica Suppl. **4**, (5), 197–359, 41 Abb., Taf. 9–13, Stuttgart 1959.
- SCHOUPPE, A. & STACUL, P.: Die Axialstruktur der Pterocorallia. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **112**, 251–280, 10 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1961.
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P.: Recherches sur les Tétracoralliaires du Carbonifère du Sahara Occidental. – Mem. Mus. nat. Hist. natur. (n.s.), C, **30**, 316 S., 100 Abb., 76 Taf., Paris 1974.
- SMITH, St. & THOMAS, D.: On *Amplexus coralloides* Sowerby and some Ampleximorph corals from the English Devonian. – Annales and Magazine of Natural History, (13), **6**, 161–172, Taf. 7–9, London 1963.
- SOSHKINA, E.D.: Niznepermiski (artinskije) korally zapadnogo sklona Severnogo Urala. – Bjull. mosk. Obsc. Ispyt. Prir. **6**, (3–4), 337–393, 25 Abb., Taf. 12, Moskau 1928.
- SOWERBY, J.: Mineral Conchology of Great Britain. – **1**, (13), 153–168, Taf. 68–73, London 1814.
- STÖCKLIN, J., EFTEKHAR-NEZHAD, J. & HUSHMAND-ZADEH, A.: Geology of the Sotori Range (Tabas, Area, East Iran). – Geol. Surv. of Iran, Report, **3**, 1–69, 33 Abb., 3 Taf., Teheran 1965.
- STUCKENBERG, A.A.: Korally i msanki kamennougol' nach otlozenij Urala i Timana. – Tr. geol. Kom., **10**, (3), 1–244, 24 Taf., St. Petersburg 1895.
- SUTHERLAND, P.K.: Rugose corals of the Henryhouse Formation (Silurian) in Oklahoma. – Geol. Surv. Bull., **109**, 1–92, 25 Abb., 34 Taf., Oklahoma 1965.
- THOMSON, J.: On the development and generic relation of the corals of the Carboniferous System of Scotland. – Roy. Philos. Soc. Glasgow Proc., **14**, 296–502, 14 Abb., Glasgow 1883.
- TOLMACHEV, I.P.: Nizhne-kamennougolnaya fauna Kuznetskogo ugenosnogo basseyna. – Geol. Kom., Materialy po obshchey i prikladnoy geol., **25**, 320, Taf. 1–5, 8–11, 18–20, Moskau 1924.
- TU-CI, C.: Tetracorals from Hebukehe Formation of Northern Xinjiang. – Acta Palaeont. Sinica, **27**, 46–47, 5 Abb., 2 Taf., Peijing 1988.
- VAUGHAN, A.: An Account of the Faunal Succession and Correlation. – In: MATLEY, C.A. & VAUGHAN, A.: The Carboniferous Rocks at Rush (Country Dublin). – Quart. J. geol. Soc. London, **62**, 275–323, Taf. 29–30, London 1906.
- VAUGHAN, A.: An Account of the faunal succession and Correlation. The Carboniferous Rocks at Lozghshinna (Country Dublin). – Quart. J. geol. Soc. London, **64**, 413–474, Taf. 49, 50, London 1908.
- VOLKOVA, M.: Niznekamennougol'nye otlozenija r. Isimi ich korallovaja fauna. – Mat. geol. pol. iskop. Kazachstana, **4**, 14–107, 9 Taf., Moskau 1938.
- VUILLEMIN, C. & SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P.: Description des types de *Caninia gigantea* MICHELIN, Tétracoralliaires du Carbonifère du Massif Armoricain. – Bull. Mus. natn. Hist. natur., (4), **9**, 257–289, 3 Abb., 8 Taf., Paris 1987.
- WALLISER, O.H.: Preliminary Notes on Devonian, Lower and Upper Carboniferous goniatites in Iran. – Geol. Surv. Iran, Report, **6**, 7–24, 7 Abb., Taf. 1–4, Teheran 1966.
- WEYER, D.: *Rugosa* (Anthozoa) mit biformen Tabularium. – Jb. Geol., **4**, 439–463, 15 Abb., 2 Taf., Berlin 1972a.
- WEYER, D.: Zur Morphologie der *Rugosa* (Pterocorallia). – Geologie, **21**, 709–773, 7 Abb., 2 Taf., Berlin 1972b.
- WEYER, D.: Das *Rugosa*-Genus *Antiphyllum* SCHINDEWOLF, 1952 (Unternamur, Oberschlesisches Steinkohlenbecken). – Cas. minerl. geologii, **19**, 345–365, 8 Abb., 1 Taf., Prag 1974.

- WEYER, D.: Combophyllidae (Anthozoa Rugosa) im Mitteldevon des Thüringer Schiefergebirges. – Freiburger Forschungshefte, C 304, 7–31, 9 Abb., 2 Taf., Freiberg 1975a .
- WEYER, D.: Zur Taxonomie der Antiphyllinae ILJINA, 1970. – Z. geol., 4, 439–463, 15 Abb., 2 Taf., Berlin 1972b.
- WEYER, D.: Korallen aus dem Obertournai der Insel Hiddensee. – Z. geol. Wiss., 3, (7), 927–949, Berlin 1975c.
- WEYER, D.: Zwei *Ulimia*-Arten aus dem Erdbacher Kalk im Rheinischen Schiefergebirge (Anthozoa, Rugosa; Unterkarbon). – Abh. Ber. Naturkd. Vorges., 12, 3–25, 2 Abb., 4 Taf., Magdeburg 1979.
- WEYER, D. & ILJINA, T.: Die permischen Rugosa-Genera *Plermamplexus* und *Pentamplexus*. – Z. geol. Wiss., 7, 1315–1341, 9 Abb., 1 Taf., Berlin 1979.
- WILMORE, A.: On the Carboniferous Limestone South of the Craven Fault (Grassington-Hellifield District). – Quart. J. geol. Soc. London, 66, 539–584, Taf., 38–41, London 1910.
- WU WANG-SHI, & ZENG CAI-LIN: Early Carboniferous corals in the Ammonoid Facies from Barkol., Xinjiang. – Acta Palaeont. Sinica, 21, 141–152, 12 Abb., 3 Taf., Peijing 1982.
- WU, W. & ZHAO, J.: Carboniferous and early Permian Rugosa from Western Guizhou and Eastern Yunnan, SW. China. – Palaeont. Sinica, 177, B (24), 189–204, Peijing, 1989.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 23. Juni 1991.

Biostratigraphische Ergebnisse der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal I

Von J. GEORG FRIEBE & WALTER POLTNIG*)

Mit 1 Abbildung und 3 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 166

Steiermark
Miozän
Biostratigraphie

Inhalt

Zusammenfassung	689
Abstract	689
1. Einleitung	689
2. Bisheriger Stand der Forschung	689
3. Biostratigraphische Ergebnisse	690
4. Diskussion der Ergebnisse	691
5. Schlußfolgerungen	692
Dank	692
Anhang	693
Literatur	699

Zusammenfassung

Aus der Analyse des Mikrofossilinhaltes der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 ergibt sich folgende biostratigraphische Gliederung: Grenze Sarmatium/Pannonium -195 m unter GOK, Mittleres Sarmatium s.str. nicht erfaßbar, Grenze Unteres/Mittleres Sarmatium -1050 m?, Grenze Badenium/Sarmatium -1330 m, Grenze Buliminen-Bolivinen-Zone/Verarmungszone -1490 m, Grenze Sandschalerzone/Buliminen-Bolivinen-Zone -1690 m, Grenze Lagenidenzone/Sandschalerzone nicht erfaßbar, Grenze Untere/Obere Lagenidenzone zwischen -2440 m und -2260 m, Grenze Karpatium/Badenium -2620 m, Grundgebirge bei -2747 m.

Biostratigraphic Results of Deep Drilling Fürstenfeld I

Abstract

According to the analysis of the foraminiferal fauna of the deep drilling Fürstenfeld Thermal 1 (Eastern Styrian Basin, Austria) chronostratigraphic boundaries occur at the following depths: Sarmatian/Pannonian -195 m beneath surface, Middle Sarmatian s.str. not recorded, Lower/Middle Sarmatian -1050 m?, Badenian/Sarmatian -1330 m, *Bulimina-Bolivina* Zone with an impoverished fauna -1490 m, *Spiroplectammina* Zone/*Bulimina-Bolivina* Zone -1690 m, Lagenid Zone/*Spiroplectammina* Zone not recorded, Lower/Upper Lagenid Zone between -2440 m and -2260 m, Karpatian/Badenian -2620 m, palaeozoic basement beneath -2747 m.

1. Einleitung

Mit der Niederbringung der ersten Geothermiebohrung Österreichs (Fürstenfeld Thermal I, siehe Abb. 1) im Jahre 1984/85 wurde ein 2740 m mächtiges Schichtpaket tertiärer Sedimente durchteuft (GOLDBRUNNER, 1985). Eine erste stratigraphische Übersicht über die angetroffenen Tertiärschichten wurde von GOLDBRUNNER (1988) publiziert. Die Nachbearbeitung der im Abstand von 2 m entnommenen Spülproben erlaubt nun, detailliertere Aussagen zur Biostratigraphie

der Sedimente im Fürstenfelder Tertiärbecken zu geben. Folgende Arbeit stellt die Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchungen dar und weist auf die sich daraus ergebenden Unterschiede zwischen bio- und lithostratigraphischer Gliederung hin.

2. Bisheriger Stand der Forschung

Die bisherigen Kenntnisse zur Gliederung und zum Aufbau des Oststeirischen Tertiärbeckens sind zu

*) Anschrift der Verfasser: Dr. J. GEORG FRIEBE, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; Dr. WALTER POLTNIG, Institut für Geothermie und Hydrogeologie, Forschungsgesellschaft Joanneum Ges.m.b.H., Elisabethstraße 16, A-8010 Graz.

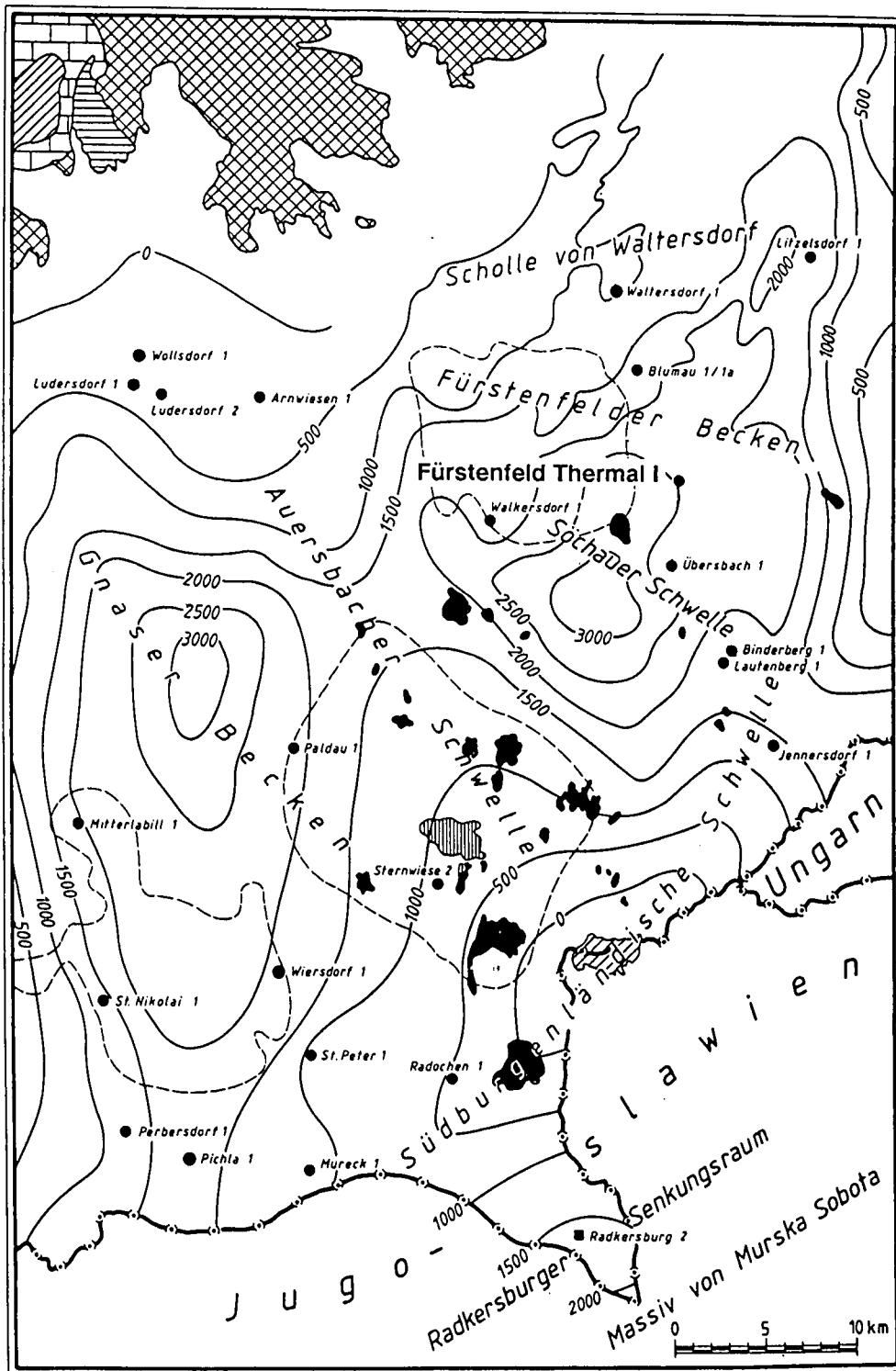


Abb. 1.
Lage der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal I.
Umgezeichnet nach GOLDBRUNNER (1988).

einem Großteil auf die Aufschlußtätigkeiten im Zuge der Kohlenwasserstoff-Exploration zurückzuführen (Seismik, Tiefbohrungen). Eine zusammenfassende Darstellung dieser Ergebnisse, kombiniert mit den durch die abgeteufte Geothermiebohrung Fürstenfeld 1 gewonnenen Neuerkenntnissen, gibt GOLDBRUNNER (1988). Dem prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens widmet sich ausführlich das Kartenwerk nebst Erläuterungen von KRÖLL, FLÜGEL, SEIBERL, WEBER, WALACH & ZYCH (1988).

Das geologische Profil der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 zeigt nach GOLDBRUNNER (1988) den in Tab. 1 dargestellten Aufbau. Die stratigraphischen Grenzen

wurden dabei vorwiegend mit Hilfe von Log-Korrelationen mit den benachbarten Bohrungen Blumau 1, 1a und Übersbach 1 gezogen.

3. Biostratigraphische Ergebnisse

Anhand ihrer Foraminiferenfauna läßt sich die Bohrung Fürstenfeld grob in folgende Abschnitte gliedern:

- 181 m– 195 m: Selten *Ammonia* ex gr. *beccarii* (LINNE), Panon-Ostracoden.
- 221 m– 640 m: Diverse Elphidien (*E. hauerinum* (d'ORBIGNY), *E. cf. macellum* (FICHEL & MOLL), *E. flexuosum grilli*

Tabelle 1.
Geologisches Profil der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal 1 (nach GOLDBRUNNER 1988).
Gliederung nach LOG-Korrelationen.

Teufe [m]	Mächtigkeit [m]
- 8,0 Quartär – Niederterrasse	8,0
- 194,5 Unterpannon – Zone B	186,5
-1092,6 Sarmat	898,1
- 566,9 m Obersarmat	372,4
-1092,6 m Mittel- u. Untersarmat	525,7
davon -1048,0 bis -1092,6 m Anomalinoïdes-Zone	44,6
-2243,9 Badener Serie	1151,3
-1325,1 m Verarmungszone und Buliminen-Bolivinen-Zone	232,5
-1640,0 m Sandschalerzone	314,9
-2243,9 m Lagenidenzone	603,9
davon -1917,5 bis -2243,9 m Basiskonglomerat	326,4
-2747,7 Karpatische Serie – Konglomeratgruppe	503,8
-3145,0 Paläozoikum (? Ob. Ordov.–Unterdevon)	397,3
-3085,5 m Dolomit, Dolomitsandstein	337,8
Kalke und kalkige Dolomite	
-3145,0 m (E.T.) Serizitschiefer, Tonschiefer u. Kalkschiefer	

PAPP, *E. antoninum* (d'ORBIGNY), *E. aculeatum* (d'ORBIGNY), *E. ex gr. fichtelianum – reginum*, *Ammonia ex gr. beccarii* (LINNE), „*Nonion*“ ex gr. *granosum* (d'ORBIGNY), diverse Miliolidae (*Sinu-loculina consobrina* (d'ORBIGNY) u.a.).

- 650 m–1040 m: Foraminiferen sind nur in wenigen Proben in sehr geringer Anzahl vorhanden.
- 1050 m–1170 m: Reiche Fauna mit *Cibicides transcarpathicus* (PISHVANOVA), diversen Elphidien, *Ammonia ex gr. beccarii* (LINNE) und anderem, nicht näher bestimmtem marinen Benthos.
- 1180 m–1320 m: Verarmte Fauna mit *Cibicides transcarpathicus* (PISHVANOVA) und selten marinem Benthos.
- 1330 m–1500 m: Stark verarmte Fauna ohne planktonische Foraminiferen, wenig marines Benthos, Sandschaler.
- 1510 m–1690 m: Reiche Fauna mit *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, *Velapertina indigena* (LUCZKOWSKA) und marinem Benthos (*Heterolepa dutemplei* (d'ORBIGNY), *Elphidium crispum* (LINNE) u.a.). 1640 m–1690 m: Uvigerinen.
- 1700 m–2170 m: *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, vermehrt marines Benthos (zumeist *Heterolepa dutemplei* (d'ORBIGNY)).
- 2180 m–2390 m: Verarmte Fauna, dominiert von *Globigerinoides trilobus* (REUSS).
- 2400 m–2620 m: Vorwiegend planktonische Foraminiferen: *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Praeorbulina glomerosa* s.l. (BLOW).
- 2630 m–2740 m: Artenarme Fauna, dominiert von *Globigerinoides sicanus* DE STEFANI und *Gl. trilobus* (REUSS).

Die Verbreitung der biostratigraphisch signifikanten Genera ist im Anhang aufgelistet. Nicht in der Tabelle enthalten ist eine weiterführende Aufgliederung des marinen Benthos sowie wenige planktonische Arten (Durchläuferformen). Tabelle 2 zeigt in alphabetischer Reihenfolge die Bestimmungsergebnisse.

4. Diskussion der Ergebnisse

Die biostratigraphische Gliederung der Bohrung Fürstenfeld weicht in einigen Punkten von der bisherigen Gliederung anhand lithostratigraphischer Kriterien (GOLDBRUNNER, 1988) ab.

Tabelle 2.
Verbreitung des marinen Benthos in der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1.

<i>Globigerina bulloides</i>	2560, 2270, 2160, 1940, 1902, 1780, 1760
<i>Globigerina praebulloides</i>	2650
<i>Bulimina costata</i>	1902, 1580
<i>Cibicides ungerianus</i>	1760
<i>Cibicides lobatulus</i>	1730, 1490
<i>Cibicides</i> sp.	1982
<i>Elphidium crispum</i>	2580, 1902, 1800, 1780, 1740, 1690, 1680, 1640, 1630, 1560, 1330
<i>Elphidium josephinum</i>	341
<i>Globulina gibba</i>	1902, 1760
<i>Guttulina austriaca</i>	2660
<i>Guttulina communis</i>	2500
<i>Gyroidinoides soldanii</i>	1730, 1470, 1400, 1360
<i>Hanzawaia boueana</i>	1640
<i>Heterolepa dutemplei</i>	2460, 1960, 1920, 1904, 1902, 1850, 1780, 1690, 1680, 1660, 1630
<i>Lagena striata</i>	1870
<i>Lagena acuticostata</i>	1902
<i>Lenticulina inornata</i>	1902, 1740
cf. <i>Melonis pompilioides</i>	2650, 1982
<i>Nodosaria</i> sp.	2000
<i>Nonion</i> (= <i>Florilus</i>) <i>commune</i>	1810
<i>Praeglobobulimina pyrula</i>	1490
Sandschaler indet.	1540–1350
<i>Sinuloculina consobrina</i>	341, 331, 310, 301, 281, 271, 251
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	1740, 1730, 1650, 1620
<i>Textularia</i> sp.	1620, 1580, 1560

Sedimente des Karpatium wurden zwischen Grundgebirge (2747,7 m) und 2630 m Teufe erbohrt. Das Erstauftreten von *Praeorbulina glomerosa* s.l. (BLOW) in 2620 m Teufe markiert die Grenze Karpatium/Badenium (PAPP et al., 1971; PAPP & CÍCHA, 1978).

Die Grenze Untere/Obere Lagenidenzone läßt sich nur ungenau bestimmen. Sichere Exemplare von *Praeorbulina glomerosa* s.l. (BLOW) treten letztmalig in 2400 m Teufe auf, erste (unsichere) Exemplare von *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN finden sich in 2260 m Teufe. In den dazwischenliegenden Proben ist lediglich die Durchläuferform *Globigerinoides trilobus* (REUSS) vertreten. *Globigerina regularis* d'ORBIGNY, die für die Obere Lagenidenzone bis Buliminen-Bolivinen-Zone leitend ist (RÖGL, 1985), tritt bereits in 2500 m Teufe auf.

Ebenso läßt sich aufgrund der ökologisch bedingten generellen Armut an Foraminiferen die Basis der Sandschalerzone nicht klar erfassen. *Uvigerina grilli* SCHMID (1902 m) und *U. semiornata* d'ORBIGNY (1920 bis 1890 m) kommen bevorzugt in der Oberen Lagenidenzone vor (PAPP et al., 1978; PAPP & SCHMID, 1978, 1985). *U. venusta* FRANZENAU fehlt in diesem Abschnitt der Bohrung, an planktonischen Foraminiferen sind lediglich Durchläuferformen (Lagenidenzone bis Sandschalerzone bzw. Buliminen-Bolivinen-Zone) vertreten.

Das Erstauftreten von *Velapertina indigena* (LUCZKOWSKA) (1690 m Teufe) markiert die Grenze Sandschalerzone/Buliminen-Bolivinen-Zone (RÖGL, 1985). Auffallend ist das gemeinsame Auftreten mit *Uvigerina* cf. *acuminata* PAPP & TURNOVSKY, *U. grilli* SCHMID, *U. semiornata* d'ORBIGNY und *U. venusta* FRANZENAU zwischen 1690 und 1650 m Teufe. Hauptvorkommen dieser Uvigerinen sind (Obere) Lagenidenzone und Sandschalerzone. *U. venusta* FRANZENAU und *U. semiornata* d'ORBIGNY können aber auch selten in den tieferen Anteilen der Buliminen-Bolivinen-Zone auftreten (PAPP et al., 1978; PAPP & SCHMID, 1978). *Globigerina druryi* AKERS, charakteristisch für die Sandschalerzone (RÖGL, 1985), kommt hier ebenfalls in den tieferen Anteilen der Buliminen-Bolivinen-Zone vor (1670–1600 m; vgl. PAPP et al., 1978).

Die „Verarmungszone“, die als Abbild ökologischer Veränderungen betrachtet werden muß (Progradation eines Deltas in das Weststeirische Becken; FRIEBE, 1990), ist durch das Verschwinden der planktonischen Foraminiferen klar erfassbar. *Velapertina indigena* (LUCZKOWSKA) tritt letztmalig in 1490 m Teufe auf.

Die Grenze Verarmungszone/Unteres Sarmatium s.str. ist durch das Erstauftreten von *Cibicides transcarpaticus* PISHVANOV (= *C. badenensis* (d'ORBIGNY) = *Anomalinoidea badenensis* (d'ORBIGNY) = *A. transcarpaticus* (PISHVANOV); vgl. BRESTENSKA, 1974; KOLLMANN & RÖGL, 1978) in 1330 m Teufe charakterisiert. Ab 1210 m treten Miliolidae, ab 1130 m diverse Elphidien und *Ammonia* ex gr. *beccarii* (LINNE) hinzu. Aufgrund des fast völligen Fehlens von Foraminiferen zwischen 1040 und 650 m Teufe ist das Mittlere Sarmatium biostratigraphisch nicht erfassbar. Das Erlöschen von *Cibicides transcarpaticus* PISHVANOV in 1050 m Teufe kann auch ökologisch bedingt sein. Zwischen 640 m und 392 m treten neben *Ammonia* ex gr. *beccarii* (LINNE) und *Prot(o)elphidium* (= *Elphidium* (*Porosonion*) = „*Nonion*“) ex gr. *subgranosum* – *granosum* (d'ORBIGNY) (vgl. BRESTENSKA, 1974; PAPP & SCHMID, 1985) vereinzelt diverse Elphidien und Miliolidae auf, die eine weitere Untergliederung aber nicht zulassen. Diese Formen charakterisieren ebenso die Proben bis zur Obergrenze des Sarmatium in 221 m Teufe, die einen etwas höheren Foraminiferengehalt sowie eine größere Faunendiversität aufweisen.

Die Grenze Sarmatium/Pannonium ist durch ein abruptes Verschwinden der Foraminiferen (mit Ausnahme von *Ammonia* ex gr. *beccarii* (LINNE)) ab 195 m Teufe gekennzeichnet. *Ammonia* ex gr. *beccarii* (LINNE) ist noch in den Proben aus 195 und 189 m Teufe vertreten und verschwindet dann ebenfalls. Ostracoden bilden die typische Fauna des Pannonium.

Nachfall ist weitgehend auszuschließen (vgl. Hinweise bei GOLDBRUNNER, 1988).

5. Schlußfolgerungen

Aus der Analyse der Foraminiferenfaunen der Bohrung Fürstenfeld ergeben sich die in Tab. 3 angeführten Tiefenlagen der (bio)chronostratigraphischen Einheiten bzw. deren Grenzen.

Tabelle 3.
Biostratigraphische Gliederung der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal 1.

Grenze Sarmatium/Pannonium	195 m
Mittleres Sarmatium s.str.	nicht erfaßbar
Grenze Unteres/Mittleres Sarmatium	1050 m?
Grenze Badenium/Sarmatium	1330 m
Grenze Buliminen-Bolivinen-Zone/ Verarmungszone	1490 m
Grenze Sandschalerzone/ Buliminen-Bolivinen-Zone	1690 m
Grenze Lagenidenzone/Sandschalerzone	nicht erfaßbar
Grenze Untere/Obere Lagenidenzone	zw. 2400 u. 2260 m
Grenze Karpatium/Badenium	2620 m
Grundgebirge	2747 m

Die Unterschiede zur bisherigen Gliederung der Bohrung ergeben sich aus der unterschiedlichen Bearbeitungsmethodik. Die Untersuchungen mit bohrlochgeophysikalischen Methoden sowie die Analyse der Cuttings ergeben Hinweise auf die Lithologie, die wiederum zur lithostratigraphischen Gliederung herangezogen wird. Demgegenüber beruht eine (bio)chronostratigraphische Gliederung allein auf dem Fossilinhalt der Sedimente (vgl. HEDBERG, 1976; N.A.C.S.N., 1983). Zur einfacheren Korrelation von Bohrungen wird vielfach versucht, lithostratigraphische Grenzen und (bio)chronostratigraphische Grenzen gleichzusetzen. Da in der Regel keine kausalen Beziehungen zwischen der Evolution von Fossilien und (kleinräumiger) Sedimentation bestehen, ist dieser Schritt nicht unproblematisch und somit nur mit Vorsicht durchzuführen. Lithostratigraphische Grenzen sind zumeist diachron und somit nicht für eine chronostratigraphische Korrelation heranzuziehen. Eine chronostratigraphische Einstufung kann daher nur unabhängig von Lithologie und Loginterpretation auf der Auswertung der Mikrofauna beruhen.

Dank

Die Foraminiferenfaunen wurden dankenswerterweise von Herrn Dr. F. RIEPLER ausgelesen. Für eine erste Bestimmung, auf die für diese Arbeit zurückgegriffen werden konnte, möchten wir Herrn Dr. F. RÖGL (Wien) danken.

Anhang: Verteilung biostratigraphisch signifikanter Foraminiferen-Genera in der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1.

	Ostracoda (Pannonium) marines Benthos Ammonia ex gr. beccarii Nonion granosum Elphidium hauserinum Elphidium cf. macellum Elphidium flexuosum grilli Elphidium antoninum Elphidium aculeatum Elphidium cf. ferentegranelum Elphidium ex gr. fichtellianum - reginum Miliolidae Uvigerina venusta s.l. Uvigerina grilli Uvigerina semiornata Uvigerina cf. acuminata Cibicides transcarpethicus Velapertina indigena Orbulina suturalis Praeorbulina glomerosa Globigerinoides trilobus Globigerinoides quadrilobatus Globigerinoides bisphaericus Globigerina regularis Globigerina concinna Globigerina druryi Globoquadrina globosa Globorotalia transsylvanica Globorotalia bykova	
181	X	
185	X	
187	X	
189	X X	
195	X X	
221		X X X ? X
251		X X X X X
261		X X X X X
271		X X X X X
281		X X ? X X
291		X X X X
301		X X X X X X X
310		X X X X X X X
320		X X X X X X X
331		X X X X X X X
341		X X X X X X X
350		X X X X X X X
367		X X X X ? X X X
372		X X X X X X X
381		
392		X X X X
402		X X X X X
412		X X X X X
430		X X X X X
440		X X X X X
450		X X X X X
460		X X X X X
470		X X X X X
480		X X X X X
490		X X X X X
500		X X X X X
510		X X X X X
520		X X X X X
530		X X X X X
540		X X X X X
550		X X X X X
560		X X X X X
570		X X X X X
580		X X X X X
590		X X X X X

Anhang (Fortsetzung).

	Ostracode (Pannonium)	
	<i>marines Benthos</i> <i>Ammonia ex gr. beccarii</i> <i>Nonion granosum</i> <i>Elphidium hauerinum</i> <i>Elphidium cf. macellum</i> <i>Elphidium flexuosum grilli</i> <i>Elphidium antoninum</i> <i>Elphidium aculeatum</i> <i>Elphidium cf. ferentegraniulum</i> <i>Elphidium ex gr. fichtelianum - reginum</i> <i>Miliolidae</i> <i>Uvigerina venusta s.l.</i> <i>Uvigerina grilli</i> <i>Uvigerina semiornata</i> <i>Uvigerina cf. acuminata</i> <i>Cibicides transcarpaticus</i> <i>Valapertina indigena</i> <i>Orbulina suturalis</i> <i>Præorbulina giomerosa</i> <i>Globigerinoides trilobus</i> <i>Globigerinoides quadrilobatus</i> <i>Globigerinoides bisphaericus</i> <i>Globigerina regularis</i> <i>Globigerina concinna</i> <i>Globigerina druryi</i> <i>Globoquadrina globosa</i> <i>Globorotalia transsylvanica</i> <i>Globorotalia bykovae</i>	
600	X	
610	X X	
620	X X	
630	X	
640	X X X X	
650	X X X X	
660		
670		
680		
690	X	
700		
710		
720		
730		
740		
750		
760		
770		
780		
790		
800		
810		
820		
830		
840	X	
850		
860		
870		
880		
890		
900		
910		
920	X	
930		
940		
950		
960		
970		
980		
990		

Anhang (Fortsetzung).

	Ostracoda (Pannonium)	
	<i>marines Benthos</i> <i>Ammonia ex gr. beccarii</i> <i>Nonion granosum</i> <i>Elphidium hauerinum</i> <i>Elphidium cf. macellum</i> <i>Elphidium flexuosum grilli</i> <i>Elphidium antoninum</i> <i>Elphidium aculeatum</i> <i>Elphidium cf. ferentegranelum</i> <i>Elphidium ex gr. fichtelianum - reginum</i> Miliolidae <i>Uvigerina venusta s.l.</i> <i>Uvigerina grilli</i> <i>Uvigerina semiornata</i> <i>Uvigerina cf. acuminata</i> <i>Cibicides transcarpaticus</i> <i>Velapertina indigena</i> <i>Orbulina suturalis</i> <i>Præorbulina gloserosa</i> <i>Globigerinoides trilobus</i> <i>Globigerinoides quadrilobatus</i> <i>Globigerinoides bisphaericus</i> <i>Globigerina regularis</i> <i>Globigerina concinna</i> <i>Globigerina druryi</i> <i>Globoquadrina globosa</i> <i>Globorotalia transsylvanica</i> <i>Globorotalia bykovae</i>	
1000		
1010	X	
1020		X
1030		
1040	X X	
1050	X X X X X X X X	X
1060	X X	X
1070	X	X
1080	X X	X
1090	X X X	X
1100	X X	X
1120	X X	X
1130	X X X X	X
1140	X X	X
1150	X	X
1160	X X	X
1170		X
1180	X	X
1190		
1200	X X ?	X ?
1210	X	X
1220		X
1230		
1240		
1250		
1260		
1270		X
1280		X
1290	X	X
1300		
1310		
1320	X	X
1330	X	X
1340	X	
1350	X	
1360	X	
1370	X	X
1380	X	
1390		

Anhang (Fortsetzung).

	Ostracoda (Pannonius) marines Benthos Ammonia ex gr. beccarii Nonion granosum Elphidium heuerinum Elphidium cf. macellum Elphidium flexuosum grilli Elphidium antoninum Elphidium aculeatum Elphidium cf. ferentegranelum Elphidium ex gr. fichtelianum - reginum Miliolidae Uvigerina venusta s.l. Uvigerina grilli Uvigerina semiornata Uvigerina cf. acuminata Cibicides transcarrpathicus		Velapertina indigena Orbulina suturalis Praeorbulina glomerosa Globigerinoides trilobus Globigerinoides quadrilobatus Globigerinoides bisphaericus Globigerina regularis Globigerina concinna Globigerina druryi Globoquadrina globosa Globorotalia transsylvanica Globorotalia bykovae
1400	X	~	
1410	X		
1420	X	~	
1430	X		
1440	X	X	
1450	X		
1460	X		
1470	X		
1480	X		
1490	X		X X
1500	X		X
1510	X		X
1520	X		
1530	X		
1540	X		X
1550			
1560	X		X X
1570	X		X X
1580	X		X
1590	X		
1600	X		
1610	X		X
1620	X		
1630	X		
1640	X	X	
1650	X	X X	X X
1660	X	X X X	X X X
1670	X	X X X	X X X
1680	X	X	X X
1690	X	X X	X X X
1700			
1710			
1720			
1730	X	X	X X
1740	X	X	X X X
1750			
1760	X	X	X X
1770			
1780	X	X	X X
1790			

Anhang (Fortsetzung).

	Ostracoda (Pannonium) marines Benthos Ammonia ex gr. beccarii Monion granosum Ephidium hauerinum Ephidium cf. sacellum Ephidium flexuosum grilli Ephidium antoninum Ephidium aculeatum Ephidium cf. ferentegranelum Ephidium ex gr. fichtelianum - reginum Miliolidae Uvigerina venusta s.l. Uvigerina grilli Uvigerina semiornata Uvigerina cf. acuminata Cibicides transcarpaticus Velapertina indigena Orbulina suturalis Praeorbulina glomerosa Globigerinoides trilobus Globigerinoides quadrilobatus Globigerinoides bisphaericus Globigerina regularis Globigerina concinna Globigerina druryi Globiquadrina globosa Globorotalia transsylvanica Globorotalia bykovae								
1800				X					
1810	X			X		X			X
1820									
1830				X		X		X	
1840									
1850	X			X		X	X		
1860									
1870	X			X		X	X		X
1880									
1890	X			X	X				
1902	X				X	X	X		
1914	X				X	X	X		X
1920	X				X	X			
1930									
1940					X	X			
1950						X			
1960	X					X		X	
1970					X	X			
1982	X					X			
1990	X					X			
2000	X				X	X			
2010					X	X			
2020					X	X			
2030					X	X			?
2040	X				X	X			
2050	X				X	X			
2060					X	X			
2070						X			
2080					X	X			X
2090	X					X			
2100						X			
2110						X			
2120	X					X	X		X
2130						X			
2140					X	X			X
2150					X				
2160						X			
2170	X				X	X			
2180									
2190									

Anhang (Fortsetzung).

	Ostracoda (Pannonium) marines Benthos Ammonia ex gr. beccarii Monion granosum Ephidium hauerinum Ephidium cf. macellum Ephidium flexuosum grilli Ephidium antoninum Ephidium aculeatum Ephidium cf. ferentegranelum Ephidium ex gr. fichtelianum - reginum Miliolidae Uvigerina venusta s.l. Uvigerina grilli Uvigerina semiformata Uvigerina cf. acuminata Cibicides transcarpaticus Velapertina indigena Orbulina suturalis Praeorbulina gloerosa Globigerinoides trilobus Globigerinoides quadrilobatus Globigerinoides bisphaericus Globigerina regularis Globigerina concinna Globigerina druryi Globoquadrina globosa Globorotalia transsylvanica Globorotalia bykovae		
2200	X	?	
2210		?	X
2220			X
2230			
2240			X
2250			X
2260		?	X
2270			X
2280			
2290			
2300			
2310			
2320			X
2330			
2340			
2350			
2360			
2370			X
2380			X
2390			
2400	X		X
2410		X	X
2420		X	X
2430			X
2440			X
2450			
2460			
2470			
2480		X	X
2490			
2500	X		X
2510		X	
2520		X	
2530		X	
2540		X	
2550		X	X
2560		X	
2570		X	X
2580	X	X	X
2582		X	X
2590		X	X

	Ostracoda (Pannonium) marines Benthos Ammonia ex gr. beccarii Monion granosum Elphidium hauerinum Elphidium cf. macellus Elphidium flexuosum grilli Elphidium antoninum Elphidium aculeatum Elphidium cf. ferentegranelum Elphidium ex gr. fichtelianum - reginum Miliolidae Uvigerina venusta s.l. Uvigerina grilli Uvigerina semifornata Uvigerina cf. acuminata Cibicides transcarpethicus Velapertina indigena Orbulina suturalis Praeorbulina glomerosa Globigerinoides trilobus Globigerinoides quadrilobatus Globigerinoides bisphaericus Globigerina regularis Globigerina concinna Globigerina druryi Globobulimina globosa Globobulimina transylvanica Globobulimina bykova	
2600		
2604		X X
2610		
2620		X X
2630		X
2640		
2650	X	X X
2660	X	X X
2670		X X
2680		X X
2696		X
2708		X
2710		X
2740		X

Literatur

- BRESTENSKA, E.: Die Foraminiferen des Sarmatien s. str. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENES, J. (Eds.): M5 – Sarmatien. Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, 4, 243 – 293, Bratislava 1974.
- FRIEBE, J.G.: Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 133, 223–257, Wien 1990.
- GOLDBRUNNER, J.E.: Bohrung Fürstenfeld Thermal 1; Abschlußbericht der geologischen Bauaufsicht. – Unveröff. Ber., 24 S., Inst. f. Geothermie u. Hydrogeologie, Forschungsges. Joanneum, Graz 1985.
- GOLDBRUNNER, J.E.: Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 39, 5–94, Graz 1988.
- HEDBERG, H.D.: International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure. – 200 S., New York etc. (Wiley) 1976.
- KOLLMANN, K. & RÖGL, F.: Faziotratotypus: Sassbachtal. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Eds.): M4, Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, 6, 158–167, Bratislava 1978.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D.: Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle 1: 200.000; mit Erläuterungen. – Wien (Geol. B.-A.) 1988.
- N.A.C.S.N. (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE): North American Stratigraphic Code. – A.A.P.G. Bull., 67, 841–875, Tulsa 1983.
- PAPP, A. & CICHA, I.: Definition der Zeiteinheit M4 – Badenien. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Eds.): M4 – Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). – Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, 6, 47–48, Bratislava 1978.
- PAPP, A., CICHA, I. & ČTYROKA, J.: Allgemeine Charakteristik der Foraminiferenfaunen im Badenien. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Eds.): M4 – Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). – Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, 6, 263–268, Bratislava 1978.
- PAPP, A. & SCHMID, M.: Die Entwicklung der Uvigerinen im Badenien der Zentralen Paratethys. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Eds.): M4 – Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). – Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, 6, 279–292, Bratislava 1978.

PAPP, A. & SCHMID, M.: Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. Revision der Monographie von ALCIDE d'ORBIGNY (1846). – Abh. Geol. B.-A., **37**, 1–311, Wien 1985.

PAPP, A., STEININGER, F. & RÖGL, F.: Bericht über die Ergebnisse der 3. Sitzung der Arbeitsgruppe Paratetyus des C.M.N.S. 1970 in Wien. – Verh. Geol. B.-A., **1971/1**, Wien 1971.

RÖGL, F.: Late Oligocene and Miocene Planktic Foraminifera of the Central Paratethys. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy. – Cambridge Earth Science Series, 315–328, Cambridge 1985.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 26. September 1991.

Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch

Von GERHARD FUCHS*)

Mit 6 Abbildungen

*Böhmische Masse
Moldanubikum
Tektonik
Alter des moldanubischen Baues
Richtung des Deckentransports
Entwicklungs-Synthese*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 1-9, 12-22, 29-39, 53-55

Inhalt

Zusammenfassung	701
Abstract	701
1. Einleitung	702
2. Ist der Bau der Böhmisches Masse wirklich einheitlich variszisch?	704
3. In welcher Richtung erfolgte der Deckentransport im SE-Teil der Böhmisches Masse?	706
4. Ist die östliche Böhmisches Masse plattentektonisch gliederbar?	706
5. Die Entwicklung der östlichen Böhmisches Masse in neuer Sicht	707
6. Schlußfolgerungen	708
Literatur	709

Zusammenfassung

In einer Reihe neuester Arbeiten werden bisherige Vorstellungen in Frage gestellt: Die Böhmisches Masse sei im wesentlichen variszisch geprägt; die Deckenbewegungen seien im Waldviertel und in Mähren NNE-gerichtet. Es wird geprüft, wieweit diese Ergebnisse mit denen der bisherigen regionalen Aufnahmen in Einklang zu bringen sind.

Es ist eindeutig, daß der Innenbau des Moldanubikums älter ist als die variszisch geprägte Moravische Zone bzw. das Bavarikum. Dies zeigt sich in der diskordanten strukturellen und metamorphen Überprägung der Randzonen des Moldanubikums. Die älteren variszischen Intrusiva sind synorogen im Bavarikum, jedoch posttektonisch im Moldanubikum. All dies und die in sämtlichen petrologischen Studien erkennbare Mehrphasigkeit sprechen gegen eine einheitliche variszische Prägung der Böhmisches Masse.

Bezüglich eines NNE-gerichteten Deckentransports entlang des Gebirgsstreichens ergäben sich Schubweiten von etwa 130 km. Dies sollte sich in der Ausbildung der gleichzeitig im benachbarten mährischen Sedimentbecken abgesetzten Gesteine widerspiegeln. Die tektonische Unruhe zeichnet sich jedoch zuerst im N und nicht im S ab. Vom Ober-Visé an ist nach DVORAK eine rasche E-Verlagerung der Achse des Sedimentbeckens festzustellen. Obwohl dies alles gegen einen NNE-Transport der Decken spricht, hat die von SCHULMANN et al. (1991), FRITZ (1991) und NEUBAUER (1991) erkannte NNE-streichende Transpressionszone große Bedeutung für den Bau der östlichen Böhmisches Masse.

Nach meiner Vorstellung wurde der Deckenbau des Moldanubikums an einer ENE-streichenden Kollisionszone in kaledonischer Zeit SSE-vergent geprägt. Variszisch wurde diese an der oben genannten Transpressionszone großräumig geschleppt. Dadurch entstand das bogenförmige Einschwenken der Moldanubikumszonen in die N-S-Richtung Mährens und des Waldviertels, die SSE-Vergenz wurde in die W-Richtung verzerrt. Durch die enorme Einengung im Inneren des Bogens kam es im Ober-Visé zum E-gerichteten Überschieben des Moldanubikums über das Moravikum. Die NNE-Bewegungen an der Translationszone verursachten in einem Spätstadium die Deckenbildung, deren Schubrichtung war aber gegen E.

Radical Change of Views on the Bohemian Massif

Abstract

Several recent papers cast doubt on previous views: The Bohemian Massif was formed essentially in the Variscan orogenesis; the nappes were transported in NNE-direction in the Waldviertel and Moravia. These results are critically reviewed whether they are in agreement with the facts of regional survey.

The internal structures of the Moldanubicum are obviously older than the Moravian Zone and the Bavaricum formed in Variscan times. This is evident from the discordant structural and metamorphic overprinting in the marginal zones of the Moldanubi-

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. GERHARD FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

cum. The older Variscan intrusiva are synorogenous in the Bavaricum, but post-tectonic in the Moldanubicum. All this and the polymetamorphic nature, which is documented by all recent petrological studies, point against a uniform Variscan origin of the Bohemian Massif.

Nappe transport to the NNE parallel to the regional strike implies thrust distances of ca. 130 km. These movements should be reflected by the facies of contemporaneous sediments of the adjacent Moravian basin. Tectonic unrest, however, is indicated first in the N and not in the S. Starting with the Upper Visean the axis of the sedimentary basin rapidly shifted towards the E according to DVORAK. Though these facts contradict a NNE-transport of the nappes, the NNE-transpression zone found by SCHULMANN et al. (1991), FRITZ (1991) and NEUBAUER (1991) is of great importance for the understanding of the eastern Bohemian Massif.

In my view the intra-Moldanubian nappe structures were formed in a collision zone striking ENE and directed towards the SSE in Caledonian times. In the Variscan orogeny these older zones were deformed along the transpression zone mentioned above. The Moldanubicum was dragged into the N-S direction in Moravia and the Waldviertel, thus forming a huge arc; the original SSE-vergency thus became directed W. By the enormous compression in the inner parts of this arc the Moldanubicum was squeezed out and was thrust onto the Moravicum. Though the translation along the wrench fault was NNE it caused nappe transport towards the E in a late stage of the tectonic evolution.

1. Einleitung

Während einer Arbeitstagung in Moravské Krumlov im April 1991 wurde deutlich, wie sehr sich die Sicht der Böhmisches Masse durch die neuesten Forschungen verändert. Folgende Trends fallen auf:

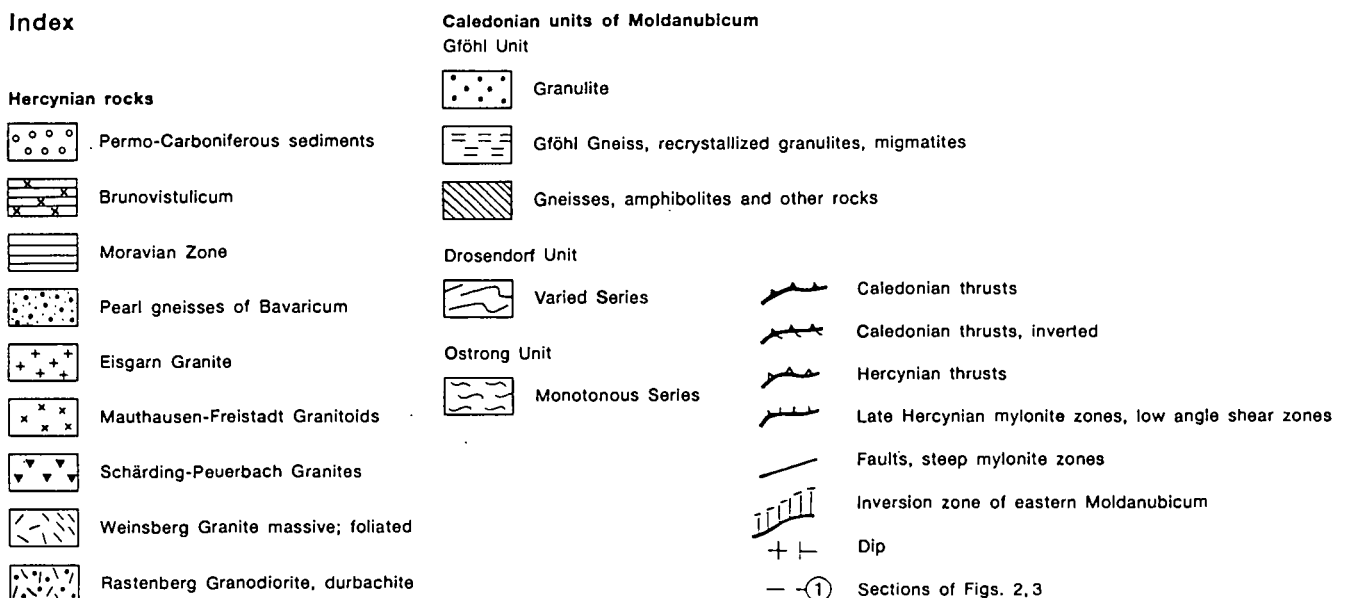
- 1) Die Hauptmetamorphose und der Bau der Böhmisches Masse sind im wesentlichen variszisch. Auch der Innenbau des Moldanubikums sowie dessen Charaktergesteine Granulit und Gföhler Gneis werden als Produkte der variszischen Orogenese gesehen.
- 2) Moravikum und angrenzender moldanubischer Raum sind durch kräftige NNE-gerichtete Tektonik bestimmt. Lineationen und Faltenachsen, welche bisher als B-Achsen betrachtet wurden, werden als A-Achsen aufgefaßt. Deckenbau wird allgemein anerkannt, dessen NNE-Bewegungssinn folgt aber der regionalen Streichrichtung des Orogens.

- 3) Im Zuge einer plattentektonischen Analyse Mitteleuropas werden Teile des Moldanubikums, Moravikum und Bruno-Vistulikum verschiedenen Platten zugeordnet und nach Resten ozeanischer Kruste gesucht.

Zu den neuen Vorstellungen gelangte man durch die Anwendung hochspezialisierter radiometrischer bzw. strukturgeologischer Methodik. Es wurden hierbei eine Fülle zusätzlicher Daten gefördert, in den Schlußfolgerungen aber eine Menge bereits bekannter Fakten der regionalen Geologie nicht berücksichtigt. Dadurch ergaben sich Unstimmigkeiten und z. T. fast absurde Ergebnisse, wie die Bewegung der Decken prinzipiell in der Längsrichtung des Orogens, oder die gleichzeitige Entstehung der Granulite und des Weinsberger Granites.

Im vorliegenden Beitrag wird versucht, die Ergebnisse der bisherigen regionalen Forschungen und die neuesten Daten in ein stimmiges Bild einzuordnen.

Abb. 1.
Tektonische Karte der südöstlichen Böhmisches Masse (FUCHS, 1990)
Legende wie auf Fig. 2.

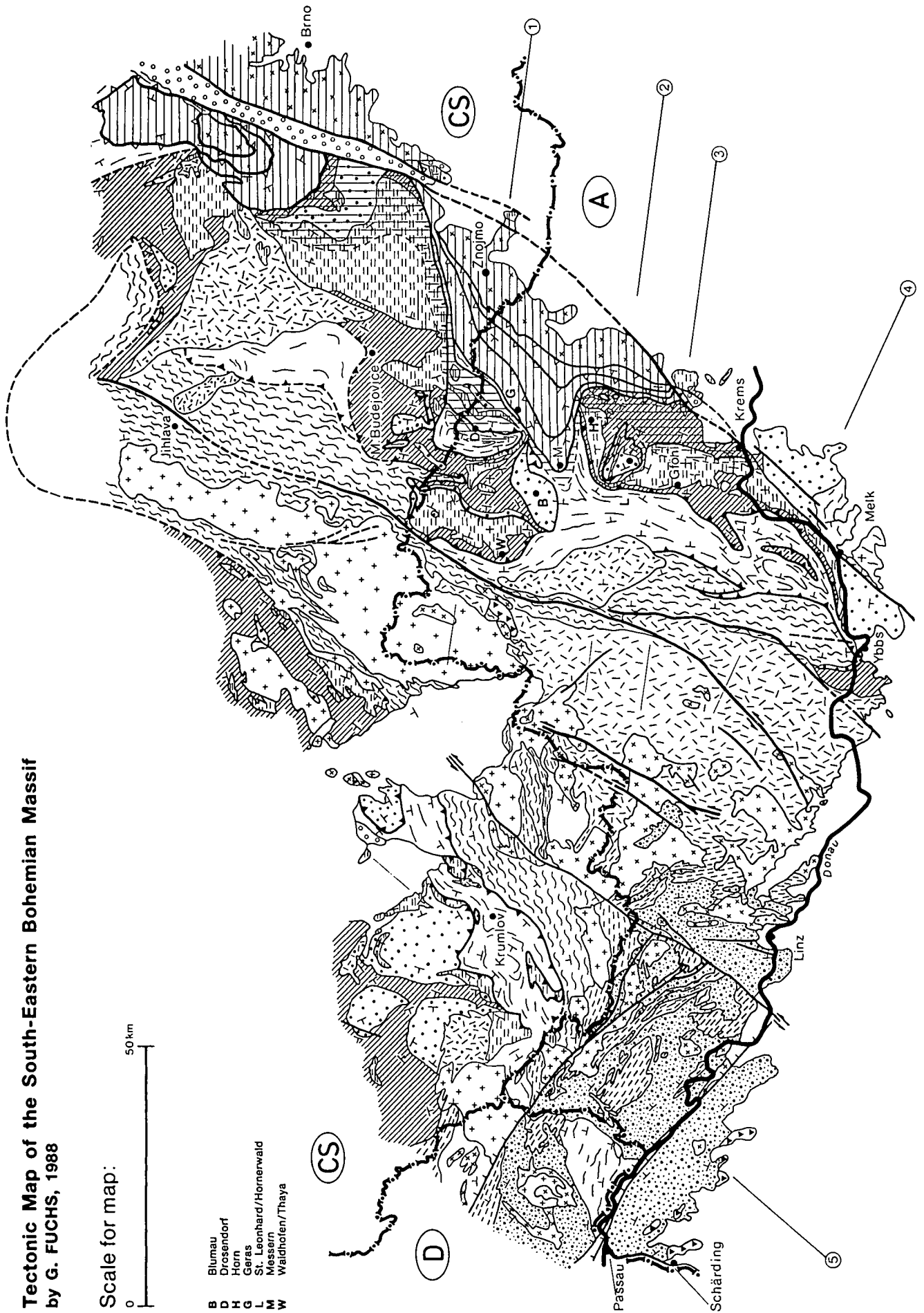


Tectonic Map of the South-Eastern Bohemian Massif
 by G. FUCHS, 1988

Scale for map:



- B Blumau
- D Drosendorf
- H Horn
- G Geras
- L St. Leonhard/Hornerwald
- M Messern
- W Waldhofen/Thaya



Sections across the South-Eastern part of the Bohemian Massif.
 Index same as for map Fig. 1.

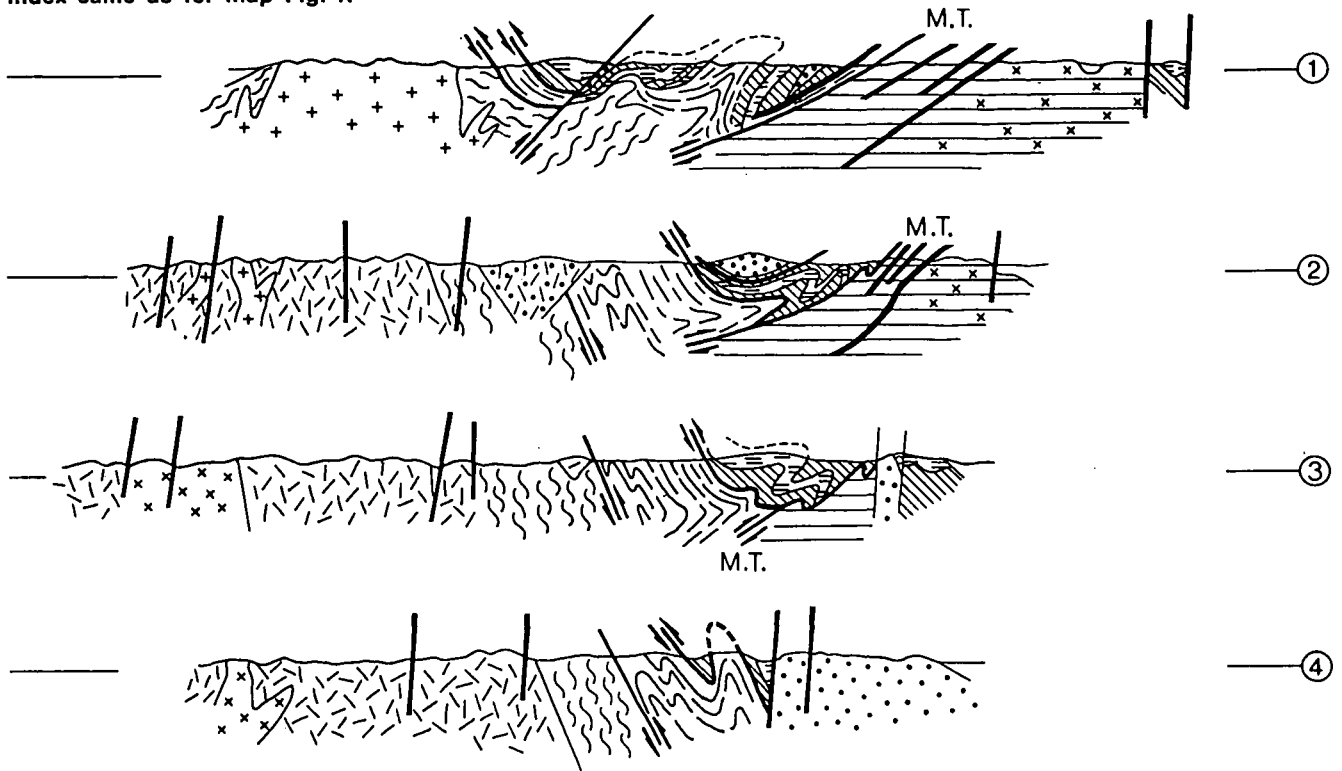


Abb. 2.
 Profile durch den SE-Teil der Böhmisches Masse (FUCHS, 1990).

Section across the Bavaricum in Upper Austria.
 Index same as for map Fig. 1.



Abb. 3.
 Profil durch das Bavarikum in Oberösterreich (FUCHS, 1990).

Scale for sections:



2. Ist der Bau der Böhmisches Masse wirklich einheitlich variszisch?

Zwar wird das Vorhandensein cadomischer Kruste allgemein angenommen, der heutige Bau und Gesteinsbestand jedoch als das Ergebnis der variszischen Orogenese betrachtet (VAN BREEMEN et al., 1982; MATTE et al., 1990; SCHULMANN et al., 1991; CARSWELL & JAMTVEIT, 1990; CARSWELL, 1991). Während diese Autoren ein kaledonisches Ereignis ausschließen, berücksichtigen FRANK et al. (1991) die ordovizischen Altersdatierungen und rechnen mit einem altpaläozoischen Migmatitereignis, die Hauptmetamorphose und Deckentektonik werden aber ebenfalls variszisch angenommen. Ausschlaggebend für diese Betonung der variszischen Orogenese sind die radiometrischen Altersdatierungen von VAN BREEMEN et al. (1982), KRÖNER et al. (1988) und

CARSWELL & JAMTVEIT (1990), welche die Metamorphose der Granulitserie und des Gföhler Gneises als variszisch bestimmt haben.

FUCHS hat wiederholt darauf hingewiesen (1976, 1986, 1990), daß das junge Alter der Granulitmetamorphose dazu zwingt, Ereignisse, die sich in völlig unterschiedlichem Milieu abgespielt haben, in einen unwahrscheinlich engen Zeitraum zusammendrängen. So wurden nach VAN BREEMEN et al. (1982) die Granulite um 345 ± 5 Ma vor heute gebildet, um 341 Ma durch Deckenbewegungen emporgebracht, erodiert und als Gerölle im Ober-Visé-Kulm sedimentiert, der spät-orogene Plutonismus erfolgte vor 331 Ma. Hier stehen immerhin 14 Ma zur Verfügung, noch deutlicher wird die Diskrepanz aber in der Arbeit von FRANK et al. (1991), in der die Granulitmetamorphose im Zeitraum 360–340 Ma angesetzt wird, das Bildungsalter des

Weinsberger Granite aber verlässlich mit 350 Ma bestimmt wird. Diese Angaben sind unvereinbar mit sämtlichen bisherigen Erfahrungen: Die Granulite wurden in tiefem Krustenniveau gebildet, noch während der Regionalmetamorphose durch Deckenbewegungen in höhere Krustenteile verfrachtet; dieser Deckenbau wurde danach intensiv W-vergent verfaltet; erst dann intrudierten die Weinsberger Granite und Rastenberger Granodiorite (Durbachite) mit scharfen, diskordanten Kontakten das bereits weitgehend abgekühlte Gebirge. Letzteres wird durch das Fehlen größerer Migmatitionen angezeigt. Es dürfte schwer fallen, ein Modell zu entwickeln, das das zeitliche Nebeneinander von Granulitprägung, Deckentektonik, darauffolgender Faltung und posttektonischer Bildung ungeschieferter Plutonite erklären kann.

Die mehrphasige Entstehung des Baues wird weiters im Grenzbereich Moldanubikum–Moravikum offenkundig (Fig. 1, 2). Die charakteristische tektonische Abfolge des Moldanubikums Monotone Serie, Bunte Serie, Gföhler Gneisserie, Granulitserie wird an der Moravikumsgrenze diskordant abgeschnitten. Während die moldanubischen Serien regional gegen ESE abtauchen, fallen die moravischen Serien und die Grenzfläche, die Moldanubische Überschiebung, gegen W ein. In einem wenige Km breiten Bereich (Glimmerschieferzone) werden die moldanubischen Serien durch Faltung und Umscherung an die Moldanubische Überschiebung angepaßt. Diese strukturelle Anpassung erfolgte unter den Bedingungen der im höheren Moravikum wirksamen schwächeren Amphibolitfazies (Staurolith-, Disthenzone), was sich in den in der Sillimanitzone und in Granulitfazies geprägten moldanubischen Gesteinen als rückschreitende Metamorphose auswirkte. Der Gesteinsbestand und Innenbau des Moldanubikums sind somit eindeutig älter als die Überschiebung auf das Moravikum und dessen interner Deckenbau. Letzterer ist durch devonische Serien im Kern des Svatka-Fensters als variszisch belegt (JAROS & MISAR, 1974).

Noch augenfälliger als in Mähren – Waldviertel, wo der diskordante Bau vorwiegend im gegensätzlichen Einfallen deutlich wird, ist das unterschiedliche Alter im Raum Mühlviertel – Südböhmen zu erkennen (Fig. 1, 3).

Wie im Waldviertel begegnet man in Südböhmen der Abfolge Monotone Serie, Bunte Serie, Gföhler Gneis und Granulitserie. Hier taucht diese tektonische Folge gegen NW hin ab und streicht NE–SW. Das moldanubische Gebirge mit seiner charakteristischen Zonenfolge trifft im Böhmerwald auf das NW–SE-streichende Bavarikum. Hier schneiden sich zwei Orogensysteme im rechten Winkel! Daß das moldanubische System das ältere ist, ist vollkommen klar: Achsen und s-Flächen werden in die NW–SE-Richtung rotiert und umgeschert, der moldanubische Gesteinsbestand wird durch Perlgneisbildung (Metablastese) aufgelöst (FISCHER, 1959; FUCHS, 1962; FISCHER & TROLL, 1973). Hier wird ein älteres Gebirgssystem bis auf wenige reliktsche Zonen wie Kropfmühl oder Herzogsdorf aufgelöst.

Aufschlußreich ist auch das Verhalten der variszischen Granitoide. Sie durchsetzen die Granulitserie des südböhmischen Moldanubikums offensichtlich diskordant (FIALA et al., 1987, Fig. 2), verhalten sich also wie im Waldviertel und in Südmähren. Im Bavarikum hingegen sind die älteren variszischen Intrusiva – die Weinsberger Granite und Diorite I – synorogen. Sie sind verschiefert und straff in den NW–SE-Bau einge-

regelt. Ein weiter Migmatithof um die Weinsberger Granite und unscharfe Grenzen belegen deren Eindringen während der Regionalmetamorphose (FUCHS, 1962; FINGER, 1986). Die von S. SCHARBERT mit 350 Ma datierten Weinsberger Granite (FRANK et al., 1991) verhalten sich somit synorogen im variszisch geprägten Bavarikum aber posttektonisch gegenüber den typisch moldanubischen Serien. Aufgrund der Altersdatierungen von ARNOLD & SCHARBERT (1973) und ARNOLD (pers. Mitt. in S. SCHARBERT, 1980) sowie Daten aus dem Bayrischen Wald (DAVIS & SCHREYER, 1962; GRAUERT et al., 1974; GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1976 u. a.) schloß FUCHS (1976) auf ein kaledonisches Alter des Moldanubikums. TOLLMANN (1982, 1985) berücksichtigte zwar das höhere Alter des Moldanubikums, faßt dieses aber als altvariszisch, die Moldanubische Überschiebung als jungvariszisch auf. Es ist theoretisch möglich, aber nicht sehr wahrscheinlich, daß ein stofflich und strukturell gänzlich andersartiges Gebirgssystem, welches aufgelöst wird, derselben Orogenese entstammt wie das auflösende jüngere System. Auf keinen Fall ist aber die oben beschriebene Mehrphasigkeit in dem engen Zeitraum von 14 Ma unterzubringen, der in dem Zeitschema von VAN BREEMEN et al. (1982) zur Verfügung steht. THIELE (1984) findet sich durch diese Altersdatierungen darin bestätigt, daß Moldanubikum und Moravikum Deckenbau aus einem Guß aufweisen. Dies ist aber, wie oben ausgeführt, nicht der Fall, und es fragt sich, wie die variszischen Datierungen von Granulit, Gföhler Gneis und Ultrabasiten (VAN BREEMEN et al., 1982; KRÖNER et al., 1988; CARSWELL & JAMTVEIT, 1990) mit den kaledonischen Rb/Sr Gesamtgesteinsaltern von ARNOLD & SCHARBERT (1973), sowie dem beobachteten mehrphasigen Bau in Einklang zu bringen sind.

Es ist interessant, daß FRANK et al. (1991) mit Rb/Sr Gesamtgesteinsdatierungen für Granulit, Gföhler Gneis und Wolfshofer Syenit die kaledonischen Alter bestätigen konnten. Sie nehmen deshalb ein „Migmatitereignis“ um 490 Ma an, welches das Ausgangsgestein für Granulit und Gföhler Gneis geliefert hat. Wegen weiterer eigenen Untersuchungen (z. B. Datierung der Mobilisate nahe dem Gföhler Gneis) und der jüngeren Daten in der Literatur entscheiden sich FRANK et al. aber für ein variszisches Alter der Hauptmetamorphose, welche Granulit und Gföhler Gneis geprägt hat. Die kaledonische Isochrone (430 Ma) des Wolfshofer Syenit, welche ein ebensolches Alter des Deckenbaues implizieren würde, wird von FRANK et al. wegen der Literaturdaten und eigener Mineraldatierungen als das Produkt einer Magmenmischung angesehen.

Der Verfasser vermutet, daß die zahlreichen im Varizikum gefundenen kaledonischen Alter (siehe Auflistung in DORNSIEPEN, 1979; FRANK et al., 1991) sehr wohl real sind. Die variszische Metamorphose, welche über die Böhmsche Masse hinweg ging, habe aber vielfach „Verjüngung“ bewirkt und täuscht so ein variszisches Bildungsalter vor.

Die Wirksamkeit wenigstens zweier Metamorphosen ist durch zahlreiche Untersuchungen belegt (GÖTZINGER, 1981; ZAYDAN & SCHARBERT, 1983; HÖDL, 1985; PETRAKAKIS, 1986, 1991; HÖGELSBERGER, 1987, 1989; u. a.)

Die radiometrischen Altersbestimmungen an den Gesteinen der Gföhler-Gneis-Granulitserie hatten es somit mit einem polymetamorphen Kristallin zu tun. Es ist daher mit einer großen Zahl beeinflussender Faktoren und komplizierten Verhältnissen zu rechnen. In diesem Falle

ist eine gewisse abwartende Haltung gegenüber den neuesten Altersdatierungen, welche ein variszisches Alter der Hauptmetamorphose und des Baues des Moldanubikums ergeben (VAN BREEMEN et al., 1982; KRÖNER et al., 1988; CARSWELL & JAMTVEIT, 1990; CARSWELL, 1991), sicher angebracht. Zumal, wenn man beobachtet, wie die Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter, welche vor zwei Jahrzehnten die überraschenden kaledonischen Alterswerte lieferten, heute von vielen Forschern als bedeutungslos angesehen und als „Mischalter“ vom Tisch gewischt werden. Erst nach einer gewissen Zeit der Erprobung scheinen die mit neuen Methoden erzielten Ergebnisse in ihrer Bedeutung beurteilbar. Besondere Vorsicht ist angezeigt, wenn diese mit bereits bekannten Fakten wie der Mehrphasigkeit des Moldanubikums in Konflikt stehen.

Als Grund, warum die kaledonischen Altersdaten als Mischalter interpretiert werden, wird vielfach das Fehlen von Diskordanzen angegeben. Gerade die Entwicklung des mährischen Paläozoikums gibt aber Hinweise auf ein kaledonisches Ereignis: Die bunte, terrigene, meist tieferdevonische Basalserie (Old Red) wird allgemein als paläozoische Transgressionsfolge aufgefaßt, welche nach einer langen terrestrischen Phase das cadomische Kristallin des Brunovistulikum überlagert. Besondere Bedeutung haben in diesem Zusammenhang Graptolithenschiefer (Llandoveryan), die in eine Schiefer-Kalkwechselfolge (Ludlow) übergehen (DVORAK, 1973, Fig. 4). Auch wenn diese silurische marine Serie nur von einer Lokalität bekannt ist, belegt sie eine marine, nicht grobklastische Entwicklung zwischen der Bildung des cadomischen Kristallins und der devonischen Transgressionsserie. Dies spricht dafür, daß diese Old-Red-Entwicklung nicht eine Spätfolge der cadomischen Orogenese ist, sondern eine marine Phase im Silur beendet hat, somit auf ein kaledonisches Ereignis zurückgeht. Die Old-Red-Fazies Mährens ist demnach in geodynamischer Hinsicht analog derjenigen Nordeuropas, eine terrestrische Entwicklung in Anschluß an die kaledonische Orogenese.

3. In welcher Richtung erfolgte der Deckentransport im SE-Teil der Böhmisches Masse?

F. E. SUSS erkannte die Aufschiebung des Moldanubikums über das östlich davon gelegene Moravikum. FUCHS (1971, 1976, 1986 etc.) vertrat einen W-gerichteten, älteren Innenbau des Moldanubikums, der bei der E-vergenten Überschiebung auf das Moravikum randlich deformiert wurde. Im Gegensatz dazu bestehen TOLLMANN (1982, 1985) und THIELE (1976, 1984) auf einheitlich E-gerichtetem, variszischem Deckenbau. In dem gegenständlichen Gebiet wurde in neuester Zeit durch FRITZ (1991), NEUBAUER (1991), SCHULMANN et al. (1991) und MATTE et al. (1990) mit gefügekundlichen Feinuntersuchungen beherrschende NNE-Vergenz festgestellt. Eine gewaltige, rechtssinnige, NNE-streichende Transpressionszone wird im E-Teil der Böhmisches Masse erkannt. Deckenbau wird im Bereich Moldanubikum – Moravikum – Thaya-Batholith bestätigt, die Schubrichtung aber entsprechend den Gefügedaten gegen NNE angenommen. Dies bedeutet Deckenbewegung in der Längsrichtung des Orogens, was bei der heutigen Ausdehnung der Einheiten eine Schubweite

von mindestens 130 km ergibt. Es ist schwer verständlich, daß Decken prinzipiell in der Längserstreckung eines Orogens übereinander geschoben worden sein sollen – über so gewaltige Entfernungen! Decken sind Gesteinsmassen, die an Subduktionszonen wurzellos wurden, aus Kollisions- und Kompressionszonen herausgepreßt wurden und durch ähnliche Vorgänge auf Nachbargebieten zu liegen kamen. Der Transport der allochthonen Massen erfolgte dabei im allgemeinen mehr oder weniger senkrecht zur Subduktions- oder Einengungszone.

Im gegenwärtigen Fall sprechen die Großfalten, die sich in der Bunten Serie im Raume Brunn/Wild im Kartenbild abzeichnen, für E-gerichteten Bewegungssinn. Dies wird auch durch fast sämtliche Großfaltungen in der Glimmerschieferzone belegt.

Ein weiteres Argument gegen einen NNE-bewegten Deckenbau erbringen die eingehenden Untersuchungen des Mährischen Paläozoikums durch DVORAK (1973, 1989, 1990). Die fazielle Entwicklung der Sedimente zeigt vorzüglich die gleichzeitig im Sedimentbecken oder in der angrenzenden Böhmisches Masse stattfindenden geodynamischen Vorgänge an. Es ist festzustellen, daß sich die Achse größter Absenkung und größter Sedimentmächtigkeiten fortschreitend von W gegen E verlagert. Dieser Vorgang beschleunigt sich ab dem Ober-Visé. Falls die moldanubischen und moravischen Decken von SSW gegen NNE fernüberschoben worden wären, müßte man in den südlicheren Sedimentgebieten früher den Umschwung zu orogener Fazies erwarten und deren fortschreitende Ausbreitung gegen N. Dies ist in keiner Weise angezeigt, tektonische Unruhe setzt eher im N ein, und die Achse des Trog wandert gegen E (s. o.) (DVORAK, 1973, S. 374). In Kapitel 5 wird versucht, die NNE-gerichtete Transpressionszone und den offensichtlich doch E-vergenten variszischen Deckenbau in Zusammenhang zu sehen.

4. Ist die östliche Böhmisches Masse plattentektonisch gliederbar?

MATTE et al. (1990) gliedern in Moravisches, Gföhler und Drosendorfer Terrane. Wie TOLLMANN (1982) beziehen diese Autoren die Gföhler Decke weit vom NW, und zwar im Verlauf der variszischen Orogenese. In den Arbeiten 1976, 1986 und 1990 habe ich meine Argumente gegen diese Vorstellung bereits gebracht.

FRITZ (1991) und NEUBAUER (1991) sehen ein indentatives Vorstoßen des Moldanubischen Blocks gegen NNE in die Moravo-Silesische Zone. Im einzelnen wird die Moravische Einheit und die moldanubische Bunte Serie als Kontinentalblock mit gemeinsamem cadomischem Basement aufgefaßt. Die Gföhler Einheit stellt einen anderen kontinentalen Block dar. Ein diese Kontinentalmassen trennender ozeanischer Bereich wurde subduziert und ist heute nur noch durch die Raabser Serie angezeigt. Diese Kollision erfolgte in variszischer Zeit, und so wie FUCHS (1976) sieht NEUBAUER in der Unterschiebung des Moldanubikums durch das Moravikum die Ursache für die Anatexis und Bildung des Südböhmisches Plutons.

Zunächst sei betont, daß die Raabser Serie Bestandteil der Gföhler Einheit ist und ihrer tektonischen Stellung nach zwischen dem Gföhler Gneis im Liegenden

und der Granulitserie im Hangenden einzureihen ist. Der Grenzbereich Bunte Serie – Gföhler Einheit ist allerdings reich an Amphiboliten. Metavulkanite wie der Rehberger Amphibolit, zahlreiche Schollen von Ultramafititen und die aus der tiefen Kruste stammenden Granulite legen den Verdacht nahe, daß die Gföhler Einheit in einer Kollisionszone entstanden ist. Eine solche ist aber Teil des innermoldanubischen Baues, wird an der moldanubischen Überschiebung deformiert und ist somit eindeutig älter. Es sei an dieser Stelle auch betont, daß Moldanubikum und Moravikum tektonisch getrennt sind, es daher keinen aus Bunter Serie und Moravikum bestehenden Kontinentalblock gibt (s. o.). Auch gibt es keinerlei Anzeichen dafür, daß Moravikum und Moldanubikum durch ozeanische Kruste voneinander getrennt waren. Nur dort, wo die Gföhler Einheit in den Grenzbereich der beiden Großeinheiten kommt, finden sich Ultramafitite und Amphibolite, welche als ehemalige Ophiolithserie aufgefaßt werden können. Sie sind jedoch in keiner Weise an diese Grenzfläche gebunden. Ich sehe daher in der Moldanubischen Überschiebung eine intrakontinentale Diskontinuitätsfläche und nicht die Naht zwischen zwei durch Ozeanboden ehemals getrennten Kontinentalmassen. Auch scheint mir das Moldanubikum nicht so sehr als indentierender Block, sondern es wurde selbst stark deformiert (siehe Kap. 5.)

5. Die Entwicklung der östlichen Böhmisches Masse in neuer Sicht

Grundsätzlich können wir mit TOLLMANN (1982, Tafel 2; MATTE et al., 1990 u. a.) davon ausgehen, daß sich im Paläozoikum in Mitteleuropa ein regional E–W-streichendes, zweiseitiges Orogen entwickelt hat. Das Moldanubikum, nahe der Narbenzone, gehört dem Südstamm an. Die innersten Zonen nahe der Narbe sind wohl die ältesten, und TOLLMANN gibt sie daher als altvariszisch an. In Berücksichtigung der zahlreichen kaledonischen Altersdaten (Aufzählung in DORNSEIPEN, 1979; FUCHS, 1990, S. 257), welche auch durch neueste, kritische Untersuchungen bestätigt werden (FRANK et al., 1991), nehme ich mit BEHR (1978) und BEHR & WEBER (1980) an, daß dieser orogene Prozeß bereits im Altpaläozoikum in der Unterkruste eingesetzt hat. Da-

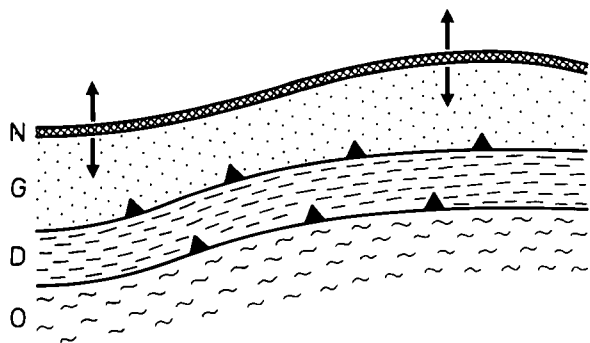


Fig. 4. Schema der Entwicklung der südöstlichen Böhmisches Masse im Ordoviz-Silur. Südlich der Narbenzone (N), welche eine Kollisionszone darstellt, entsteht im Südstamm der moldanubische Deckenbau. G = Gföhler Einheit; D = Drosendorfer Einheit; O = Ostrong-Einheit.

mals wurden die innersten Orogenzonen konsolidiert, es entstand ein SSE-gerichteter Deckenbau im Moldanubikum. Die tektonischen Haupteinheiten, Ostrong-, Drosendorfer und Gföhler Einheit wurden übereinander gestapelt. Es ist wahrscheinlich, daß dieser Bau bei der Kollision an einer Subduktionszone entstanden ist (Fig. 4). Dafür sprechen die Amphibolite, Ultrabasite und Granulite der Gföhler Einheit. Dieser Gesteinsbestand wurde unter MP-HP/HT Metamorphose geprägt und noch während der Wirksamkeit derselben tektonisch gestapelt.

In variszischer Zeit wurden an die bereits konsolidierten inneren Zonen die äußeren Gebirgszonen (Saxothuringikum, Rhenoherynikum, Bavarikum) angegliedert. Es scheint plausibel, mit TOLLMANN (1982) das Moravo-Silesikum als Fortsetzung des Rhenoherynikums aufzufassen. Wie die Untersuchungen von MATTE et al. (1990), FRITZ (1991), NEUBAUER (1991) und SCHULMANN et al. (1991) zeigen, war in der östlichen Böhmisches Masse eine kräftige NNE-gerichtete, NNE–SSW-streichende Translationszone wirksam. Diese rechts-sinnige Transpressionszone war während der variszischen Regionalmetamorphose (LT-MT/MP) aktiv. Sie bewirkte eine Schleppung und Biegung des regionalen W–E-streichenden Orogens. Besonders stark war die Verzerrung im Moldanubikum, wodurch die NNE-konvexe Bogenform entstand. Der bereits im Altpaläozoikum geprägte SSE-gerichtete Bau, der in Südböhmen erhalten blieb, wurde in Mähren und im Waldviertel durch die Schleppung an der Transpressionszone in W-Vergenz gebracht (Fig. 5). Die oben zitierten neuesten Strukturuntersuchungen lieferten somit die Erklärung für das bogenförmige Umschwenken der moldanubischen Zonen N von Jihlava und die von FUCHS (1976, 1986, 1990) vertretene W-Vergenz des moldanubischen Baues im Waldviertel.

Die durch die Schleppung entstandene Bogenform verursachte im innersten und engsten Bereich des Bo-

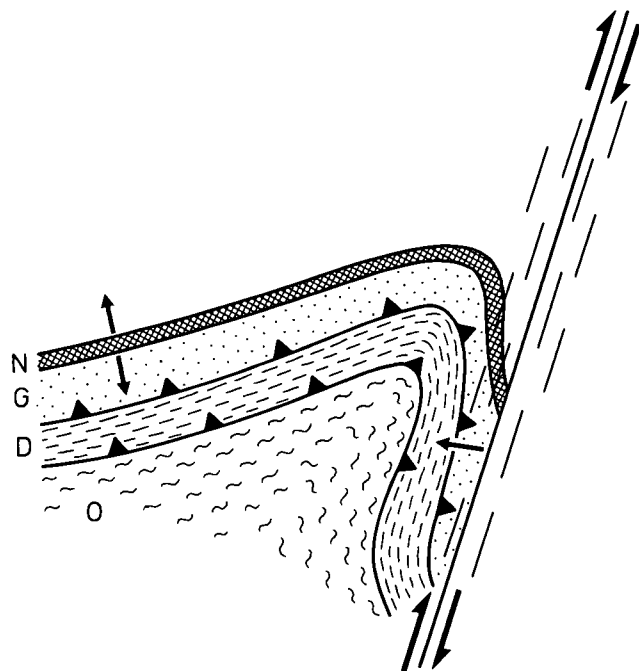


Abb. 5. Die Entwicklung im Tournais-Mittel-Visé. An der NNE-streichenden Transpressionszone wird der moldanubische Deckenbau geschleppt und zu einem riesigen Bogen deformiert. Die ursprüngliche SSE-Vergenz erhält dadurch westliche Richtung.

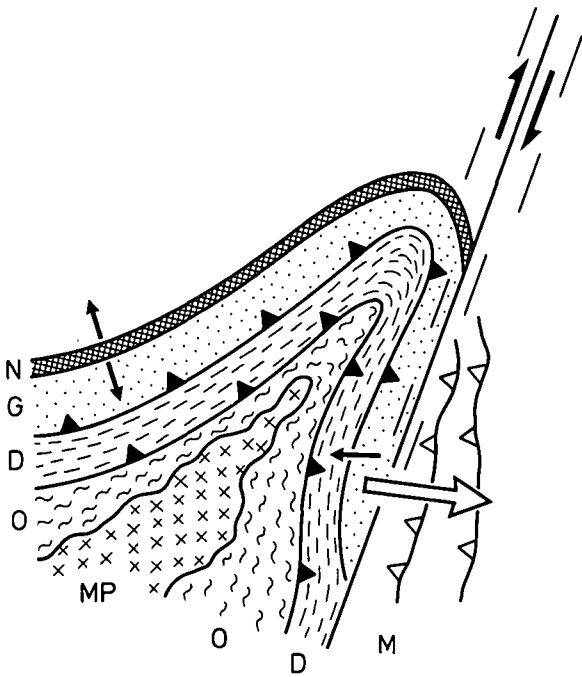


Abb. 6.

Die Entwicklung im Ober-Visé-Namur.

Durch die Verstärkung der Bogenform wird das Moldanubikum so stark eingengt, daß es förmlich überquillt und die Moravische Zone (M) in östlicher Richtung überschiebt. Das Aufdringen des Moldanubischen Plutons (M.P.) steht in Zusammenhang mit diesen Ausgleichsbewegungen – einer intrakontinentalen Subduktion.

gens enormen Raummangel, was zu Ausweichbewegungen führte: Das Moldanubikum wurde an der Wrench Fault herausgepreßt und quoll förmlich über das östlich angrenzende Moravikum (Fig. 6). Diese Egerichteten Massenbewegungen erfolgten an der Moldanubischen Überschiebung (F. E. SUESS) sowie an den Deckenbahnen innerhalb der Moravischen Zone und an der Grenze zum Brunovistulikum. Die jüngst erkannten Translationsbewegungen sind somit der Motor der Egerichteten Deckenbewegungen und nicht der Magmatismus im Moldanubischen Pluton. Dieser ist die Folge der Unterschiebungen im moldanubisch-moravischen Grenzgebiet. Es kam dabei zu gewaltigen Aufschmelzungen und der Bildung der variszischen Tiefengesteinskörper. Möglicherweise hat das oben beschriebene Ausbrechen des Moldanubikums den Raum für die Platznahme der Rastenberger (Durbachit-) und Weinsberger Granitkörper geschaffen. Letzterer wurde durch S. SCHARBERT (in FRANK et al., 1991) mit ca. 350 Ma datiert.

Im Sedimentbecken von Mähren scheint das Einsetzen der Transpressionsbewegungen im von DVORAK (1973) festgestellten Umschwung von regressiver Sedimentation im Ober-Devon zur Flyschbildung angezeigt zu werden. Das Überschieben des Moravikums durch das Moldanubikum und die moravischen Deckenbewegungen bewirkten die von DVORAK (1973, 1989) beobachtete Zunahme der Korngrößen und Sedimentmächtigkeiten im Ober-Visé und die beschleunigte Ostverlagerung der Beckenachse.

In diesem Zusammenhang ist die Aussage DVORAKS von Interesse, daß das devonisch-karbone Sedimentbecken gegen S endete. Dies spricht gegen ein Weiterstreichen der Moravischen Zone gegen S in die Alpen oder gegen W ins Bavarikum, wie von mir angenommen (FUCHS, 1976). Die sich E-W erstreckende Rheno-

herzynische Zone wurde anscheinend im Bereiche der NNE-gerichteten Transpressionstektonik gebogen und östlich dieses rechtssinnigen Lineaments bloß weiter nach S versetzt.

Wenn das Moldanubikum somit nicht als starres Zwischengebirge allseitig von mehr oder weniger zusammenhängenden mobilen Zonen unterteuft wird, das Moravikum und Bavarikum also nicht zusammenhängen, ergibt sich die Frage, wie letzteres zu verstehen ist.

Die im Bayrischen Wald, Mühlviertel und Sauwald aufgeschlossene, NW-SE-steichende Zone, welche ich als Bavarikum bezeichnet habe, stellt eine weitere Kompressionszone dar. In einem breiten Orogenstreifen wird hier das Moldanubikum Südböhmens in rechtem Winkel geschnitten, in die NW-SE-Richtung eingeregelt und fast vollständig umkristallisiert (Perlgneisbildung). Es entstand so ein neues Kristallin, das mit dem Moldanubikum, welches in der Böhmerwald- und Mühlzone das Ausgangsgestein bildete, nichts mehr gemein hat. Wir können die NE-abtauchende Subduktionszone studieren, wissen aber nicht, welcher Block hier mit dem Moldanubikum kollidierte. Ein Hinweis auf subduzierte ozeanische Kruste fehlt. Das Alter der Kollisionszone ist variszisch, eindeutig jünger als der Bau des Moldanubikums Südböhmens.

Die Granitoide des Moldanubischen Plutons und die ihm vorgelagerten Durbachitstöcke von Třebíč und Rastenbergr sind posttektonisch in die umgebenden moldanubischen Gesteinsserien intrudiert und zeigen im allgemeinen scharfe Kontakte. Auch in Südböhmen verhalten sich Durbachitstöcke diskordant zur Granulitserie (FIALA et al., 1987). Der Moldanubische Pluton wird als Folge der Subduktion des Moravikums gesehen (FUCHS, 1976; NEUBAUER, 1991), die Magmatite erscheinen, genetisch an die tektonische Zone des Grenzgebiets Moldanubikum/Moravikum gebunden zu sein.

Im Bavarikum hingegen sind die Weinsberger Granite durch weite Migmatitäreale unscharf von ihrer Umgebung abgegrenzt, zeigen Schieferung und sind als synorogene Körper straff in den NW-SE-Bau eingeregelt. Auch die etwas jüngeren Diorite I sind noch deutlich synorogene (FUCHS, 1962). Erst die Diorite II und Feinkorngranite (Mauthausener Granit u.s.w.) sind ungeschiefert und durchschlagen diskordant die umgebenden Gesteine. Die Ausbildung der Magmatite in ihrer Altersreihe vom Weinsberger zu Eisgarner Granit gibt somit deutlich den Zeitpunkt an, wann im Bavarikum die Falten tektonik endete. Danach waren noch in der Längsrichtung des Orogens rechtssinnige Seitenverschiebungen aktiv (Pfahl-, Donau-Störung). Außer diesen NW-SE-Störungen entwickelten sich auch NE-SW-streichende Blattverschiebungen. Dieses Störungssystem, besonders in alpidischer Zeit wiederbelebt, ist z. T. bis in die Gegenwart aktiv (Diendorfer Störung).

6. Schlußfolgerungen

In Kernbereichen entlang der Narbenzone des zweiseitig gebauten variszischen Gebirges Mitteleuropas – setzte die Orogenese bereits in kaledonischer Zeit mit HT/MP-HP-Metamorphose und ersten Deckenverschiebungen, vor allem in der Unterkruste ein. Damals

entstand der Deckenbau des Moldanubikums, welches dem Südostarm des Orogens angehört. Diese Kollisionszone an der Gebirgsnarbe scheint eine N-abtauchende Subduktionszone zu markieren.

In variszischer Zeit werden die äußeren Gebirgszonen angegliedert. Im Bereich der östlichen Böhmisches Masse ist eine NNE-gerichtete, rechtssinnige Transpressionszone während der Regionalmetamorphose aktiv. Sie bewirkt eine Biegung des E-W-verlaufenden Orogens mit Verzerrung vor allem im bereits konsolidierten Moldanubikum. Die S-Vergenz wird so in Mähren und im Waldviertel in W-Vergenz umgeschleppt. Raummangel in den Kernbereichen des entstehenden Gebirgsbogens führt schließlich zur Moldanubischen Überschiebung und zum moravischen Deckenbau (noch während MP/LT-MT-Metamorphose). Der Moldanubische Pluton wird als Folge der Unterschiebung des Moravikums gesehen. Am SW-Rand der Böhmisches Masse an einer NW-SE-verlaufenden, NE-abtauchenden Subduktionszone kommt es im späteren Verlauf der variszischen Gebirgsbildung zur Kollision. Das Barvarikum entsteht unter Aufarbeitung der angrenzenden moldanubischen Zonen Böhmens.

In diesem zunächst bloß skizzenhaften Bild der Entwicklung zeigt sich bereits klar, daß die Böhmisches Masse mehrphasig entstanden ist. Ihre bewegte Geschichte ist wohl kaum in der variszischen Ära allein unterzubringen, wie neuerdings häufig postuliert wird.

Literatur

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **53**, 61–78, Zürich 1973.
- BEHR, H.-J.: Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. – Z. dt. geol. Ges., **129**, 283–318, Hannover 1978.
- BEHR, H.-J. & WEBER, K.: Subduktion oder Subfluenz im mitteleuropäischen Varistikum? – Berliner Geol. Abh. Reihe A., **19**, 22–23, Berlin 1980.
- BLÜMEL, P.: Aufbau, Metamorphose und geodynamische Deutung des Variszischen Grundgebirges im Bereich der Bundesrepublik. – Jb. RUB Publ. Nr. **367**, Inst. f. Min., 169–201, Bochum 1982.
- CARSWELL, D. A.: Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. – Eur. J. Mineral., **3**, 323–342, 1991.
- CARSWELL, D. A. & JAMTVEIT, B.: Variscan Sm-Nd ages for the high-pressure metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Lower Austria. – N. Jb. Miner. Abh. **162/1**, 69–78, Stuttgart 1990.
- DAVIS, G. L. & SCHREYER, W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. – Geol. Rdsch., **52**, H. 1, 146–169, Stuttgart 1962.
- DORNSIEPEN, U. F.: Rb/Sr Whole Rock Ages within the European Hercynian. A Review. – Krystalinikum, **14**, 33–49, Prague 1979.
- DVORAK, J.: Synsedimentary tectonics of the Palaeozoic of the Drahaný Uplands (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). – Tectonophysics, **17**, 359–391, Amsterdam (Elsevier) 1973.
- DVORAK, J.: Beziehungen zwischen Tektonik und Paläogeographie im mährischen Karbon. – Geol. Jb. Hessen, **117**, 37–51, Wiesbaden 1989.
- DVORAK, J.: Geology of Palaeozoic sediments of the deep borehole Jablunka 1 (Beskydy Mts., NE Moravia) – comparison with the deep borehole Münsterland 1. – Sbor. geol. věd, Geologie, **45**, 65–90, Praha 1990.
- FIALA, J., MATEJOVSKA, O. & VANKOVA, V.: Moldanubian granulites and related rocks: petrology, geochemistry and radioactivity. – Roz. CSSR Akad. Ved, **97/1**, 1–102, Prague 1987.
- FINGER, F.: Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). – Jahrb. Geol. B.-A., **128/3+4**, 383–402, Wien 1986.
- FISCHER, G.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **41**, 1–22, Stuttgart 1959.
- FISCHER, G. & TROLL, G.: Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. – Geol. Bavar., **68**, 7–44, München 1973.
- FRANK, W., HAMMER, St., POPP, F., SCHARBERT, S. & THÖNI, M.: Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse – Proterozoische Gesteinsserien und variszische Hauptorogenese. – (im Druck) 1991.
- FRITZ, H.: Tectonics along the southeastern Margin of the Bohemian Massif. – Abstracts geol. Workshop Moravian Windows, Mor. Krumlov 1991.
- FUCHS, G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. – Verh. Geol. B.-A. **1962/1**, 96–117, Wien 1962.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N. Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 424–440, Wien 1971.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – Jahrb. Geol. B.-A., **119**, 45–61, Wien 1976.
- FUCHS, G.: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. – Jahrb. Geol. B.-A., **129/1**, 41–49, Wien 1986.
- FUCHS, G.: The Moldanubicum – an old Nucleus in the Hercynian Mountain Ranges of Central Europe. – Festive Vol. Thirty years of geol. cooperation between Austria and Czechoslovakia, 256–262, Vienna – Prague 1990.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: U-Pb-Zircon and Rb-Sr whole-rock dating of low-grade metasediments. Example: Montagne Noire (Southern France). – Contr. Mineral. Petrol., **59**, 13–32, Berlin (Springer) 1976.
- GÖTZINGER, M. A.: Mineralogische Untersuchungen des Magnetitvorkommens Kottaun bei Geras, niederösterreichisches Moldanubikum. Ein Beitrag zur Genese von Skarnen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt I, **190**, 45–78, Wien 1981.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G.: Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: The Moldanubicum of the Area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. – Contr. Min. Petr. **45**, 37–63, Heidelberg 1974.
- HÖDL, M.: Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im niederösterreichischen Moldanubikum. – Diss. Form. u. Natw. Fak. Univ. Wien 1985.
- HÖGELSBERGER, H.: Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches Moldanubikum). – Diss. Form. u. Natw. Fak. Univ. Wien 1987.
- HÖGELSBERGER, H.: Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie – Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. – Jahrb. Geol. B.-A., **132**, 213–230, Wien 1989.
- JAROŠ, J. & MISAŘ, Z.: Deckenbau der Svratka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmisches Masse. – Sbor. geol. věd; Geologie, **26**, 69–82, Prag 1974.
- KRÖNER, A., WENDT, I., LIEW, T. C., COMPSTON, W., TODT, W., FIALA, J., VANKOVA, V. & VANEK, J.: U-Pb-zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. – Contrib. Mineral. Petrol., **99**, 257–266, Berlin (Springer) 1988.

- MATTE, Ph., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W.: Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan Shearing. – *Tectonophysics*, **177**, 151–170, Amsterdam (Elsevier) 1990.
- NEUBAUER, F.: Evolution of the southeastern Moldanubian region. – Abstracts, geol. Workshop Moravian Windows, Mor. Krumlov 1991.
- PETRAKAKIS, K.: Metamorphism of high grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. – *J. metam. Geol.*, **4**, 323–344, 1986.
- PETRAKAKIS, K.: Metamorphic formations of the Moldanubian Crystalline complex in Lower Austria: an Overview. – im Druck, 1991.
- SCHARBERT, S.: Radiometrische Alterswerte. – In: R. OBERHAUSER (Wiss. Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. – Wien (Springer) 1980.
- SCHULMANN, K., LOBKOWICZ, M., & MELKA, R.: Contrasting structural patterns in the basement, lower and upper allochthonous units at the northern termination of the Dyje Dome. – Abstracts geol. Workshop Moravian Windows, Mor. Krumlov 1991.
- SUCESS, F. E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. – In: C. DIENER et al.: *Bau und Bild Österreichs*, 322 S., Wien (Verlag Tempsky-Freytag) 1903.
- SUCESS, F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – *Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., Denkschr.* **88**, 541–631, Wien 1912.
- THIELE, O.: Ein westvergenger kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **119**, 75–81, Wien 1976.
- THIELE, O.: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der südlichen Böhmisches Masse (Österreich). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **126/4**, 513–523, Wien 1984.
- TOLLMANN, A.: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – *Geotekt. Forsch.*, **64**, 91 S., Stuttgart 1982.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich. Band II*. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D. R., DUDEK, A., MIŠAŘ, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S.: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – *Transact. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sc.*, **73**, 89–108, Edinburgh 1982.
- ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H. G.: Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **126/1**, 181–199, Wien 1983.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Oktober 1991.

Halysitidae aus dem tiefen Silur E-Irans (Niur-Formation)

Von BERNHARD HUBMANN

Mit 14 Abbildungen, 1 Tabelle und 4 Tafeln

Ost-Iran
Silur
Tabulata
Halysitidae
Taxonomie
Paläobiogeographie

Inhalt

Zusammenfassung	711
Abstract	711
1. Einleitung	711
2. Fundpunkte	712
3. Systematische Beschreibung	712
3.1. Unterfamilie Cateniporinae	714
3.1.1. Gattung <i>Eocatenipora</i>	714
3.1.2. Gattung <i>Catenipora</i>	715
3.2. Unterfamilie Halysitinae	721
3.2.1. Gattung <i>Halysites</i>	721
4. Paläobiogeographische Überlegungen	722
5. Ausblick	723
Dank	723
Literatur	732

Zusammenfassung

Aus dem Llandoveryum/Wenlockium Ost-Irans (Shirgesht, Region Tabas) wurden halysitide (cateniforme) Korallen untersucht. An Taxa werden *Eocatenipora nicholsoni*, *Catenipora obliqua*, *C. micropora*, *C. gottlandica*, *C. cf. louisvillensis*, *C. cf. jarviki*, *C. khorasanensis* n.sp., *C. spp.* und *Halysites labyrinthicus* beschrieben. Faunistische Bezüge mit laurussischen Platten der nördlichen Hemisphäre im Silur werden hergestellt.

Halysitidae from the Lower Silurian of Eastern Iran (Niur Formation)

Abstract

Silurian Halysitid Corals from E-Iran (Niur-Formation) Llandoveryan/Wenlockian Halysitids from E-Iran (Shirgesht, Tabas area) were examined. *Eocatenipora nicholsoni*, *Catenipora obliqua*, *C. micropora*, *C. gottlandica*, *C. cf. louisvillensis*, *C. cf. jarviki*, *C. khorasanensis* n.sp., *C. spp.* and *Halysites labyrinthicus* are described. The corals indicate palaeobiogeographic relations between Gondwana (and adjacent terranes) and laurussian plates of the northern hemisphere during Silurian times.

1. Einleitung

Das im Folgenden beschriebene Material wurde von A. RUTTNER (AR-Proben) größtenteils 1964 und von H.W. FLÜGEL (HF-Proben) im Jahre 1966 aufgesammelt.

Aus beiden genannten Aufsammlungen wurden die rugosen Korallen durch FLÜGEL & SALEH (1970) publiziert; eine Bearbeitung des restlichen Materials führte SALEH (1968, 1969) im Rahmen einer Dissertation durch. Vertreter der Cateniporinae und Halysitinae beider Samm-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. BERNHARD HUBMANN, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

lungen wurden neu bearbeitet und kommen nachfolgend zur Darstellung. Das Material RUTTNER wurde in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt, Wien, das Material FLÜGEL im Senckenbergmuseum, Frankfurt, hinterlegt.

2. Fundpunkte

Das untersuchte Material stammt aus dem Gebiet zwischen den Ortschaften Kalshaneh und Shirgesht nördlich des letztgenannten Ortes (Abb. 1). Die Fundpunkte liegen in der Niur-Formation (RUTTNER et al., 1968, S. 41–46) des Dahan-e-Kolut-Tales (Abb. 2). Die hier etwa 630 m mächtige Niur-Formation enthält in Sandsteinen zwischengeschalteten Kalken eine reiche Korallenfauna (FLÜGEL & SALEH, 1970), welche eine Teilung dieser Formation in einen tieferen Abschnitt (Llandovery bis Wenlock) und einen höheren Abschnitt (Ludlov bis Lochkov/? unterstes Devon) erlaubt.

Die Einordnung der Proben in das stratigraphische Profil der Niur-Formation (Abb. 2) ist nur bedingt möglich (RUTTNER, schriftl. Mitt.). Die stratigraphischen Positionen der Proben 5.2.43, 64AR101, 66HF94 und 66HF96 wurden von FLÜGEL & SALEH (1970) übernommen.

3. Systematische Beschreibung

Unterklasse: Tabulata
 MILNE-EDWARDS & HAIME, 1850
 Unterordnung: Halysitina SOKOLOV, 1947
 Familie: Halysitidae
 MILNE-EDWARDS & HAIME, 1849

Bemerkungen: In die Halysitidae werden koloniebildende Vertreter tabulater Korallen vereinigt, die zu meist länglich-polygonalen Lacunen zusammengeslossene Korallitenketten besitzen. Bezugnehmend

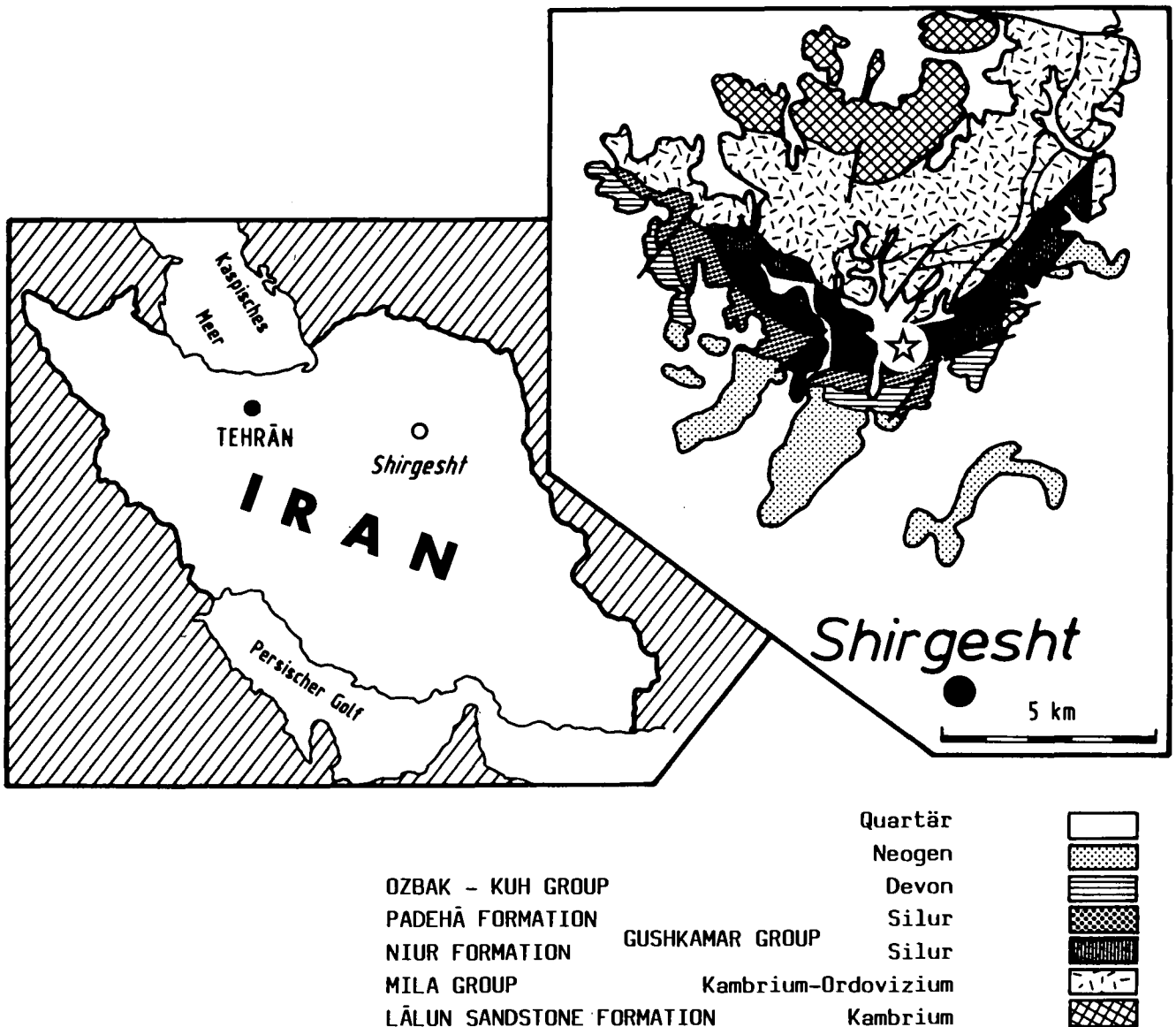


Abb. 1. Lage der Fundpunkte (Sternsignatur), E Dahan-e-Kolut, Cot-e-Dagh, bzw. der „Reference section“ der Niur-Formation Umgezeichnet nach RUTTNER et al. (1968).

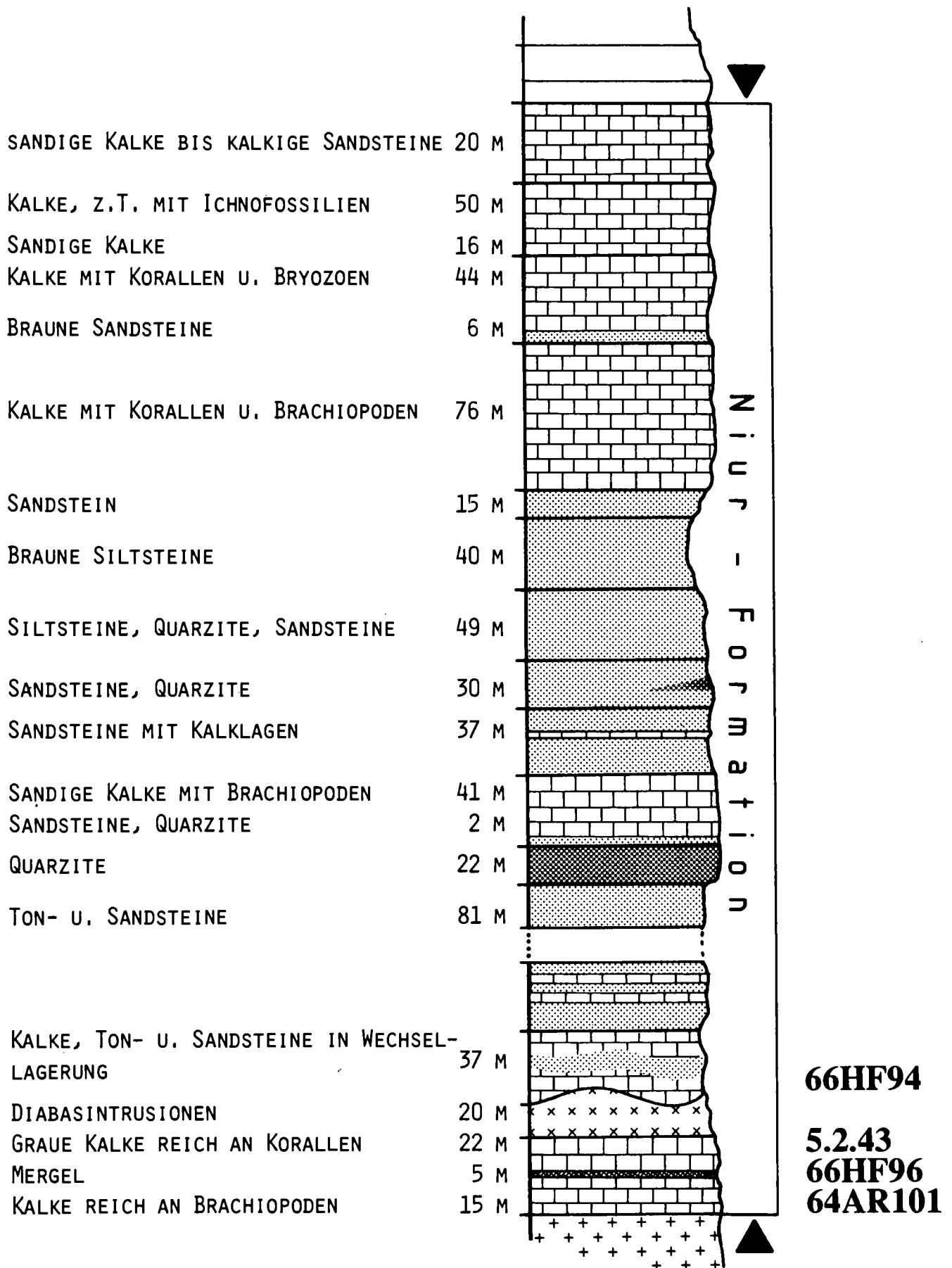


Abb. 2.
„Reference section“ der Niur-Formation östlich Dahan-e-Kolud nach RUTTNER et al. (1968, S. 42) mit Einordnung der untersuchten Korallen.

auf Vorhandensein oder Fehlen interstitial den Makrokoralliten zwischengeschalteter Mikrokoralliten innerhalb der Korallitenketten („ranks“) werden die Subfamilien Halysitinae MILNE-EDWARDS & HAIME, 1849 und Cateniporinae HAMADA, 1957 abgetrennt.

3.1. Unterfamilie Cateniporinae HAMADA, 1957

Bemerkungen: Mit HAMADA (1957a, S. 396) werden zu dieser Unterfamilie nur monomorphe „Kettenkorallen“ gerechnet. Die Aufgliederung in Gattungen wird von verschiedenen Autoren unterschiedlich vorgenommen, da einzelnen morphologischen Merkmalen divergierende Bedeutung zugemessen wird.

3.1.1. Gattung *Eocatenipora* HAMADA, 1957

Generotypus: *Halysites cylindricus* WILSON, 1926, (HAMADA, 1957a, S. 398), National Museum of Canada, Nr. 6736

Bemerkungen: HAMADA (1957a, S. 398) trennt mit dem Genus *Eocatenipora* solche Formen der Cateniporinae ab, deren Koralliten im Unterschied zu anderen Vertretern der Unterfamilie „barely in contact, or even free“ sind. HAMADAS Ausführungen zu *Eocatenipora* stützen sich auf Literaturangaben und entbehren leider eingehender Untersuchungen. Daher ist *Eocatenipora* als selbständiges Genus nicht unumstritten (FLOWER, 1961, S. 42; AARHUS, 1978, S. 102; LAUB, 1979, S. 42). Inwieweit eine Synonymierung mit *Catenipora* (z.B. LAUB, 1979) oder *Manipora* (FLOWER, 1961) in Betracht zu ziehen ist, bleibt zur Zeit ungeklärt, da systematische Beziehungen erst nach eingehenden Untersuchungen des Typusmaterials hergestellt werden können (LAUB, 1979, S. 288–290). Folgt man der Vorstellung von HAMADA (1975a), daß teilweise kontaktlose Korallitenreihen (also unvollständig cateniformer Skelettbau) ein diagnostisches Merkmal mit Gattungsrang darstellt, lassen sich folgende Arten zum Genus *Eocatenipora* zusammenfassen (HAMADA, 1957a,b; KLAAMANN, 1966, S. 25–28): *E. cylindrica* (WILSON, 1926), *E. (?) irregularis* (TEICHERT, 1937), *E. nicholsoni* (KIAER, 1930), *E. parallela* (SCHMIDT, 1858), *E. vormsiensis* KLAAMANN, 1966 und *E. vaga* PREOBRAZHENSKIY, 1974.

Eocatenipora nicholsoni (KIAER, 1930) (Taf. 1, Fig. 1,2; Abb. 3)

1930 *Halysites nicholsoni* n.sp. – KIAER, S. 50–51, Taf. 1, Fig. 5–7.

1955 *Catenipora nicholsoni* (KIAER). – BUEHLER, S. 59–60.

Material: 5 Korallenstöcke.

- 64 AR 55–5/GBA 1991/10/1.
Fragment einer Kolonie um 30 × 30 × 20 mm;
3 Dünnschliffe.
- 64 AR 112–7/GBA 1991/10/1.
Kolonie (fragmentarisch?) etwa 100×70×35 mm;
4 Dünnschliffe.
- 66 HF 94–4/SMF Nr. 40848.
Koloniegröße etwa 100 × 70 × 55 mm;
2 Dünnschliffe.

- 66 HF 94–5/SMF Nr. 40849.
Fragment einer Kolonie 20 × 20 × 10 mm;
3 Dünnschliffe.
- 66 HF 95–1/SMF. Nr. 40850.
Koloniegröße etwa 90 × 90 × 70 mm;
2 Dünnschliffe.
- 5.2.43/10–6/GBA 1991/10/1.
Kolonie um 70×60×60 mm; 4 Dünnschliffe.

Beschreibung: Koralla bestehen aus wellig bis leicht mäandrierenden Korallitenreihen, welche miteinander zu irregularen, rundlich-polygonalen Lacunen verbunden sind. Korallitenreihen können auch ohne peripheren Kontakt zu anderen Reihen vorliegen. Koralliten im Querschnitt rundlich. Länge zu kurze Durchmesserachsen liegen im Intervall 1 : 1,2 bis 1 : 1,5. Korallitendurchmesser 1,8–2,1 mm × 1,25–1,42 mm. Vereinzelt sind Septalspinulae beobachtbar. Tabulae vollständig, flach bis leicht konkav, stellenweise in der Mitte stark nach unten gebogen. Abstände der Tabulae im Intervall 0,38–0,88 mm. Wandstärken sind großen intraspezifischen Schwankungen unterlegen. Entsprechende Dimensionen sind approximativ: Korallitenwandstärken 0,17–0,25 mm, Wandstärken zwischen Koralliten 0,13–0,23 mm.

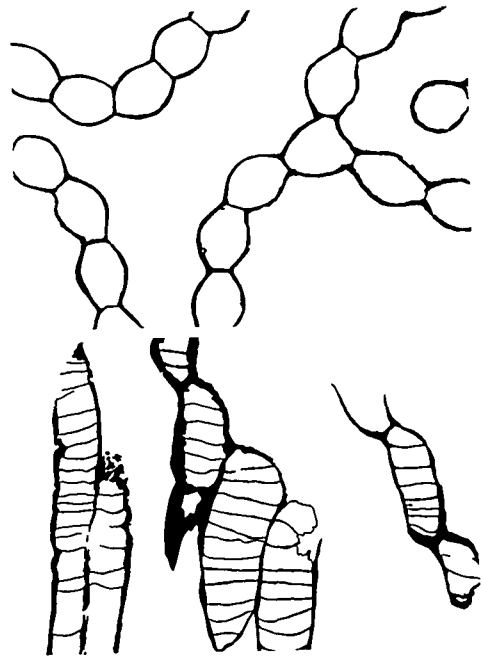


Abb. 3.
Eocatenipora nicholsoni.

Bemerkungen: Die untersuchten Kolonien stimmen mit der Originalbeschreibung von KIAER (1930, S. 50–51) überein. Ebenso bestehen weitgehende Analogien der Meßdaten taxonomisch kritischer Skelettelemente zwischen den iranischen Exemplaren und den Dimensionsangaben bei KIAER (1930), BUEHLER (1955) und AARHUS (1978). AARHUS (1978, S. 101–103, 1982) weist *nicholsoni* der Gattung *Catenipora* zu.

Stratigraphische und geographische Verbreitung: *E. nicholsoni* ist aus dem Oberordovizium (Oberes Vikenes) von Stord, Norwegen (KIAER, 1930) und im Llandovery (7c_{a,b}), Baerum, Ringerike, Norwegen (AARHUS, 1978, 1982) bekannt.

3.1.2. Gattung
***Catenipora* LAMARCK, 1816**

Catenipora LAMARCK, 1816
Palaeohalysites TCHERNYSHEV, 1941
Quepora SINCLAIR, 1955

Generotypus: *Catenipora escharoides* LAMARCK, 1816
(LANG et al., 1940, S. 33).

Neotypus: Exemplar Nr. 4 der Bromell-Sammlung (BROMELL, 1728, S. 412) der Palaeontologiska Institutionen, Uppsala, Schweden (THOMAS & SMITH, 1954, S. 768).

Bemerkungen: Über den Umfang der Gattung *Catenipora* herrscht in der Literatur keine einheitliche Vorstellung. *Palaeohalysites* TCHERNYSHEV (1941, S. 36) ist als jüngeres Synonym zu *Catenipora* (Typspeziesdarlegung im LANG et al. 1940) aufzufassen. Beläßt HILL (1981) zwar *Quepora* SINCLAIR, 1955 noch als eigenständiges Genus der Cateniporiane, wird hier der Synonymierung dieser Gattung mit *Catenipora* LAMARCK durch KLAAMANN (1966, S. 28–30) und LAUB (1979, S. 289–290) Folge geleistet.

***Catenipora obliqua* (FISCHER-BENZON, 1871)**
(Taf. 1, Fig. 3,4; Abb. 4)

- 1871 *Halysites obliqua* n.sp. – FISCHER-BENZON, S. 19, Taf. 2, Fig. 4–5.
1955 *Halysites obliqua* FISCHER-BENZON – BUEHLER, S. 40.
1955a *Palaeohalysites obliquus* (FISCHER-BENZON) – SOKOLOV, S. 63, Fig. 2–3.
1957 *Catenipora obliqua* (FISCHER-BENZON) – HAMADA, S. 425.
1966 *Catenipora obliqua* (FISCHER-BENZON) – KLAAMANN, S. 30–32, Abb. 14–16, Taf. 7, Fig. 3–4.
(?) 1967 *Catenipora obliqua* (FISCHER-BENZON) – STASINSKA, S. 49–50, Taf. 7, Fig. 5.
1974 *Catenipora obliqua* (FISCHER-BENZON) – PREOBRAZHENSKIY, S. 50, Taf. 19, Fig. 1–5.

Material: Eine Kolonie, etwa 70×70×60 mm; 4 Dünnschliffe.

64 AR 55–10–1/GBA 1991/10/2.

Beschreibung: Koralliten im Querschnitt elliptisch. Verhältnisse langer zu kurzer Durchmesserachsen zwischen 1 : 1,21 und 1 : 1,83. Korallitendurchmesser 1,50–2,05 mm×1,05–1,30 mm. Übliche Größe der kurzen Achsen um 1,1–1,2 mm. Septalspinulae nicht beobachtbar. Tabulae vollständig, dünn und flach, in Abständen von 0,44–0,74 mm. Wandstärke der Koralliten 0,26–0,44 mm, im Durchschnitt 0,37 mm. Wandstärke zwischen den Koralliten variiert zwischen 0,3 und 0,6 mm. Lacunen gelängt-polygonal. Lacunenseiten gerade bis leicht wellig, aus 1 bis 9 Koralliten bestehend.

Bemerkungen: Das untersuchte Exemplar stimmt mit der Beschreibung von KLAAMANN (1966, S. 31) des Neotypus und den von FISCHER-BENZON (1871), KLAAMANN (1966) und PREOBRAZHENSKIY (1974) angegebenen biometrischen Daten überein. STASINSKA (1967, S. 49–50) beschreibt aus erraticem Silur Polens *C. obliqua* mit ungewöhnlich großen Korallitendurchmessern (2,6–2,9 mm×1,53 mm). Ob dieses Exemplar tatsächlich zu *C. obliqua* zu rechnen ist, bleibt ungeklärt. Nur die Kenntnis inter/intraspezifischer Variationsbreiten der Art könnte dies eindeutig klären.

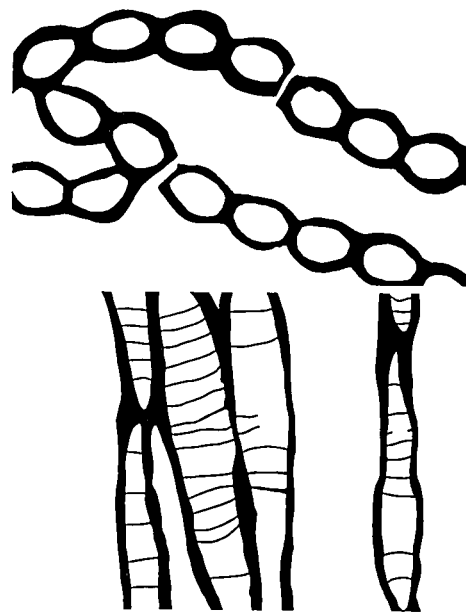


Abb. 4.
Catenipora obliqua.

Stratigraphische und geographische Verbreitung: *Catenipora obliqua* ist aus dem Silur (Llandovery) von Windau/Kurland (FISCHER-BENZON, 1871), dem oberen Ordovizium (Ashgill) von Sooaäre/Estlands (KLAAMANN, 1966) und dem Silur Severo-Vostoks (PREOBRAZHENSKIY, 1974) bekannt.

Catenipora micropora
(WHITFIELD, 1882)

(Taf. 1, Fig. 5,6; Abb. 5)

- 1882 *Halysites catenulatus* var. *microporus* n.var. – WHITFIELD, S. 272, Taf. 13, Fig. 6 ?
1899 *Halysites catenularia* var. *micropora* WHITFIELD – LAMBE, S. 70, Taf. 3, Fig. 4.
1911 *Halysites catenularia* var. *micropora* WHITFIELD – YOUNG, S. 42.
1919 *Halysites catenularia microporus* WHITFIELD – WILLIAMS, Taf. 20, Fig. 1.
1928 *Halysites catenularia micropora* WHITFIELD – TWENHOFEL, S. 125.
1935 *Halysites catenularia microporus* WHITFIELD – ALCOCK, S. 27,39,41.
1937 *Halysites microporus* (WHITFIELD) – TEICHERT, S. 133–134, Taf. 8, Fig. 1,4.
1939 *Halysites catenularia microporus* WHITFIELD – NORTHROP, S. 153.
1939 *Halysites catenularia microporus* WHITFIELD – SHROCK & TWENHOFEL, S. 255.
1955 *Catenipora microporus* (WHITFIELD) – BUEHLER, S. 44, Taf. 6, Fig. 1–5.
1969 *Catenipora microporus* (WHITFIELD) – STUMM, S. 244, Taf. 12, Fig. 7; Taf. 13, Fig. 5–6.
1972 *Catenipora* ex gr. *micropora* (WHITFIELD) – LELESHUS, S. 50–51, Taf. 25, Fig. 3–4.
non 1973 *Halysites catenularia micropora* WHITFIELD – EHLERS, S. 51, Taf. 3, Fig. 5–6.
1987 *Catenipora micropora* (WHITFIELD) – YOUNG & NOBLE, S. 1131–1135, Abb. 4, Fig. 5,5–5,9

Material: 3 Kolonien.

a) 64 AR 55–9/GBA 1991/10/3.

Dimensionen der Kolonie unbekannt; 2 Dünnschliffe.

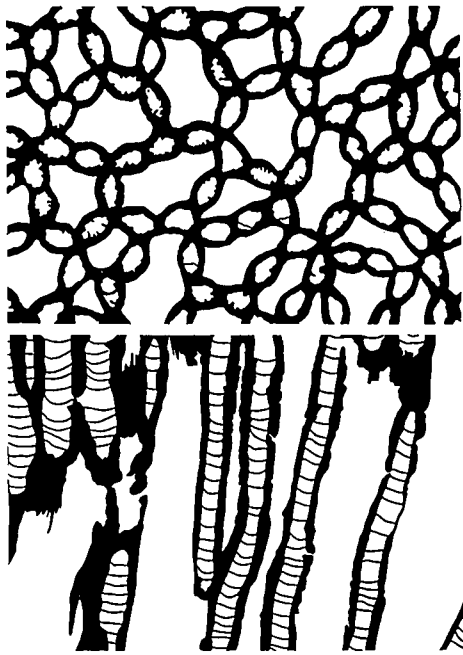


Abb. 5.
Catenipora micropora.

- b) 66 HF 94-1/SMF 40851.
Kolonie etwa 120×100×75 mm; 2 Dünnschliffe, 17 Acetatfolien.
- c) 66 HF 94-2/SMF 40852.
Fragment einer Kolonie etwa 70×70×30 mm; 2 Dünnschliffe.

Beschreibung: Koralliten mit elliptischen Querschnitten, deren Durchmesserachsen zueinander fast exakt 1:2 betragen. Korallitendurchmesser 0,6 – 1,3 mm × 0,3 – 0,8 mm (übliche Größe 1,0 × 0,5 mm) Septalspinulae ± lang und relativ dick. Nach BUEHLER (1955) können sich die vier längsten Spinulae zu einer Pseudocolumella zusammenfügen. Koralliten im Verhältnis zum Durchmesser dickwandig (0,1–0,3 mm) Wandstärken zwischen den Koralliten um 0,19–0,58 mm. Auf 5 mm sind 12 bis 14 vollständige, meist horizontale, leicht konkave, selten gewellte Böden entwickelt (durchschnittlicher Abstand ca. 0,3–0,6 mm) Lacunen polygonal, Lacunenseiten bestehen aus 1 bis 8, zumeist 3 bis 4 Koralliten.

Bemerkungen: Der Holotypus von *C. micropora* ist verlorengegangen (BUEHLER, 1955, S. 44; YOUNG & NOBLE, 1987, S. 1133) Obgleich bisher kein Neotypus aufgestellt wurde, sind die Artmerkmale ausreichend gut in zahlreichen übereinstimmenden Arbeiten dargestellt.

Stratigraphische und geographische Verbreitung: *Catenipora micropora* ist im gesamten Silur Nordamerikas weit verbreitet (BUEHLER, 1955; LAMBE, 1899, SHROCK & TWENHOFEL, 1939; TWENHOFEL, 1928; WILLIAMS, 1919; YOUNG & NOBLE, 1987) und wird aus dem Silur Kazachstans (LELESHUS, 1972) gemeldet.

Catenipora gottlandica (YABE, 1915)

(Taf. 2, Fig. 1,2; Abb. 6)

- 1915 *Halysites gottlandicus* n.sp. – YABE, S. 34–35, Taf. 7, Fig. 1–2.
- 1937 *Halysites gottlandicus* YABE – TCHERNYSHEV, S. 94–95, Taf. 11, Fig. 2a–b.

- 1938 *Halysites gothandicus* YABE – RUKHIN, S. 73–74, Taf. 27, Fig. 3–6.
- 1938 *Halysites gottlandicus* YABE – TCHERNYSHEV, S. 128, Taf. 4, Fig. 3a–b.
- 1939 *Halysites gottlandicus* YABE – TCHERNYSHEV, S. 170–171, Taf. 2, Fig. 2,2a.
- 1941 *Palaeohalysites gottlandicus* (YABE) – TCHERNYSHEV, S. 36–37.
- 1955 *Halysites gottlandicus* YABE – BUEHLER, S. 57.
- 1955b *Palaeohalysites gottlandicus* (YABE) – SOKOLOV, S. 254, Abb. 80, Taf. 65, Fig. 1.
- 1962 *Catenipora gottlandica* (YABE) – JULL, S. 38, Abb. 2A.
- 1962 *Catenipora gottlandica* (YABE) – SOKOLOV, S. 225, Abb. 22a–b, Taf. 18, Fig. 3.
- 1966 *Catenipora* cf. *gottlandica* (YABE) – KLAAMANN, S. 41–42, Abb. 18, Taf. 6, Fig. 6.
- 1972 *Catenipora gottlandica* (YABE) – LELESHUS, S. 45–46, Taf. 22, Fig. 1–4; Taf. 23, Fig. 1–2.
- 1979 *Catenipora gottlandica* (YABE) – LAUB, S. 290–295, Taf. 9, Fig. 8; Taf. 33, Fig. 1–2; Taf. 42, Fig. 2.

Material: 3 Kolonien.

- a) 64 AR 112-10/GBA 1991/10/4.
Fragment einer Kolonie ca. 35 × 20 × 15 mm; 3 Dünnschliffe.
- b) 66 HF 96-2/SMF 40853.
Fragment einer Kolonie ca. 65 × 35 × 15 mm; 2 Dünnschliffe.
- c) 66 HF 96-3/SMF 40854.
Eine Kolonie ca. 65×55×50 mm; 2 Dünnschliffe.

Beschreibung: Koralliten der Kolonie rundlich bis leicht elliptisch in Querschnitten. Verhältnis langer zu kurzer Querschnittsachsen zwischen 1:1,20 und 1:1,50. Korallitendurchmesser 1,90–2,30 mm × 1,20–1,50 mm. Normalgröße der langen Durchmesserachsen etwa 2,1–2,2 mm; kurze Achsen sind großen Schwankungen unterlegen. Septalspinulae nicht immer beobachtbar. Wandstärken der Koralliten zwischen 0,26–0,34 mm, zwischen den Koralliten um 0,4 mm. Tabulae vollständig, flach-eben, in einigen Fällen (z.B. HF96-2) konkav. Zwischenräume der Tabulae schwankend, im Intervall (0,37) 0,74–1,11 mm. Lacunen gelängt-polygonal aus subparallelen Seiten

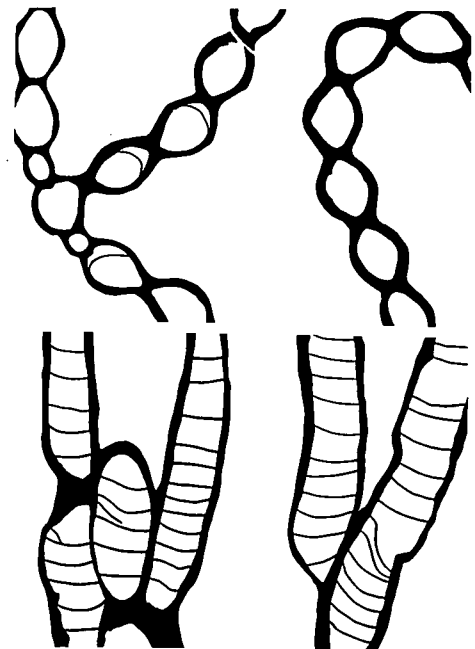


Abb. 6.
Catenipora gottlandica.

aufgebaut. Lacunenseiten mehr oder weniger gerade aus 2 bis 9 Koralliten bestehend.

Bemerkungen: Der Originalbeschreibung von YABE (1915, S. 34) zufolge handelt es sich um Korallen, welche „in der Kettenbildung der Polypenröhren *H. labyrinthicus* sehr nahe tretend, aber ohne Zwischenröhren“ sind. BUEHLER (1955, S. 57) vermeint im Gegensatz zu dieser Beschreibung in den Abbildungen YABES interstitiale Mikrokoralliten zu erkennen, die die Art dem Genus *Halysites* zuweisen würden. Eine diesbezügliche Prüfung der in YABE (1915, Taf. VII/1,2) gegebenen Tafelfiguren erbrachte keine Verifizierung dieser Meinung. Eine genaue Artdiagnose ist der Beschreibung des Neotypus durch LELESHUS (1972, S. 44–45) zu entnehmen. Nach dieser wurde die vorliegende Bestimmung vorgenommen.

Stratigraphische und geographische Verbreitung: *Catenipora gollandica* ist aus dem mittleren Silur N Visby/Gotland, Schweden (YABE, 1915), aus dem Llandovery von Estland (KLAAMANN, 1961), dem Llandovery und Wenlock West- und Mittelsibiriens (TCHERNYSHEV, 1937, 1938, 1939, 1941; RUKHIN, 1938; SOKOLOV, 1955b, 1962 und LELESHUS, 1972) und dem tieferen Silur von British Columbia (JULL, 1962) bekannt.

***Catenipora cf. louisvillensis*
(STUMM, 1964)**

(Taf. 2, Fig. 3,4; Abb. 7)

cf.1964 *Quepora louisvillensis* n.sp. – STUMM, S. 80, Taf. 80, Fig. 1–3 .

Material: 2 Fragmente von Kolonien.

- a) 64 AR IX-2/GBA 1991/10/5.
Größe um 50×40×25 mm; 2 Dünnschliffe.
- b) 64 AR 101/L3-2 – GBA 1991/10/5.
Größe um 60×50×25 mm; 2 Dünnschliffe.

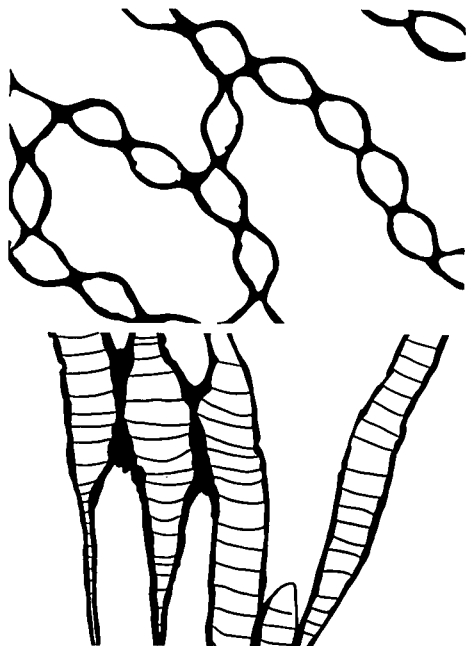


Abb. 7.
Catenipora cf. louisvillensis.

Beschreibung: Korallum aus polygonal-gelängten Lacunen mit Korallitenreihen von 1–5 Koralliten aufgebaut. Koralliten im Querschnitt elliptisch. Verhältnis langer zu kurzer Querschnittsachsen 1 : 1,4 – 1 : 1,65. Korallitenquerschnitte 1,62–2,23 mm × 1,08–1,38 mm, zumeist 1,95 × 1,20 mm. Septalspinulae nicht nachweisbar. Korallitenwände dünn, um 0,12–0,19 mm. Wände zwischen Koralliten um 0,15–0,38 mm. Tabulae vollständig, dünn und flach-eben bis leicht konkav. Tabulaeabstände zwischen 0,3 und 0,8 mm, meist um 0,5 mm.

Bemerkungen: Die untersuchten Exemplare zeigen große Ähnlichkeiten mit *C. louisvillensis*. Sie unterscheiden sich aber durch die Form der Korallitenquerschnitte und durch die Stärke der Wandbildungen. Möglicherweise liegen Korallitenform und dicke Wandbildungen der iranischen Formen innerhalb des Konfidenzintervalles der inter/intraspezifischen Variabilität der Art. Solange aber kein diesbezügliches Datenmaterial der Typusart vorliegt, können die iranischen Korallen nicht eindeutig dieser zugewiesen werden.

***Catenipora cf. jarviki*
STASINSKA, 1967**

(Taf. 3, Fig. 5–7; Abb. 8)

cf.1967 *Catenipora jarviki* n.sp. – STASINSKA, S. 47–48, Taf. 2, Fig. 1a,b.

Material:

- a) Kolonie (66 HF 94–3/SMF 40855).
Ca. 70×45×40 mm; 2 Dünnschliffe.
- b) Kolonie (66 HF 96–1/SMF 40856).
Ca. 60×45×40 mm; 2 Dünnschliffe.

Beschreibung: Kolonie aus gelängten, polygonalen Lacunen aufgebaut. Lacunenseiten subparallel mit 1–12 Koralliten. Koralliten im Querschnitt oval. Länge zu kurze Querschnittsachse 1 : 1,67–1 : 2,08. Koralli-

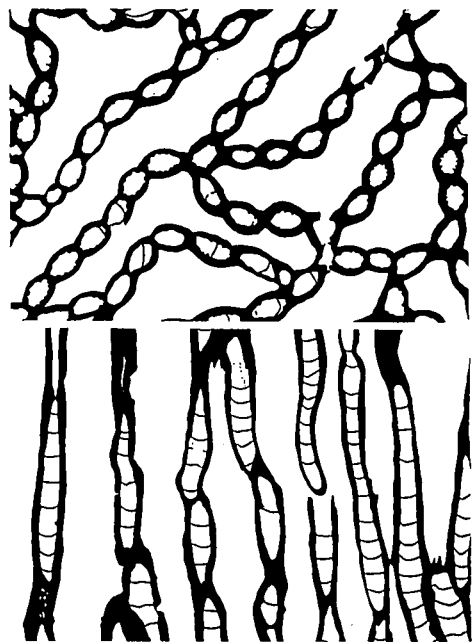


Abb. 8.
Catenipora cf. jarviki.

tendurchmesser 0,96–1,08 mm × 0,46–0,58 mm, zu-
meist 0,95 × 0,58 mm. Septalspinulae kurz. Wände
der Koralliten 0,15–0,27 mm, Korallitenzwischenwän-
de 0,19–0,42 mm. Tabulae vollständig, horizontal-
eben bis konkav, mittelmäßig dick, in Intervallen von
0,54–0,96 mm angeordnet.

Bemerkungen: Die untersuchten Kolonien zeigen
große Ähnlichkeiten mit der aus dem Wenlock von
Gotland bekannten Art *jarviki*, unterscheiden sich von
dieser aber durch größere Korallitendurchmesser und
dickere Wandbildungen. Möglicherweise liegen Ab-
weichungen des iranischen Materials durchaus inner-
halb der Variationsbreite der Art. Eine exakte Zuord-
nung ist aber bei momentanem Kenntnisstand von *C.*
jarviki nicht möglich, da bis jetzt mit STASINSKA (1967,
S. 47–48) nur Daten einer einzigen (!) Kolonie vorlie-
gen.

***Catenipora khorasanensis* n.sp.**

(Taf. 3, Fig. 1–4, Abb. 9,10, Tab. 1)

Holotypus: Das auf Taf. 3 abgebildete Exemplar, 64
AR 112–11/GBA 1991/10/6.

Locus typicus: Shirgesht, E-Dahan-e-Kolut, Col-e-
Dagh.

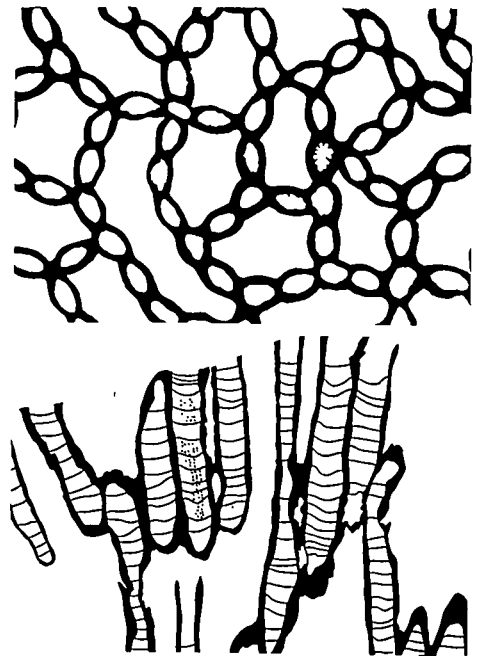


Abb. 9.
Catenipora khorasanensis n.spp.

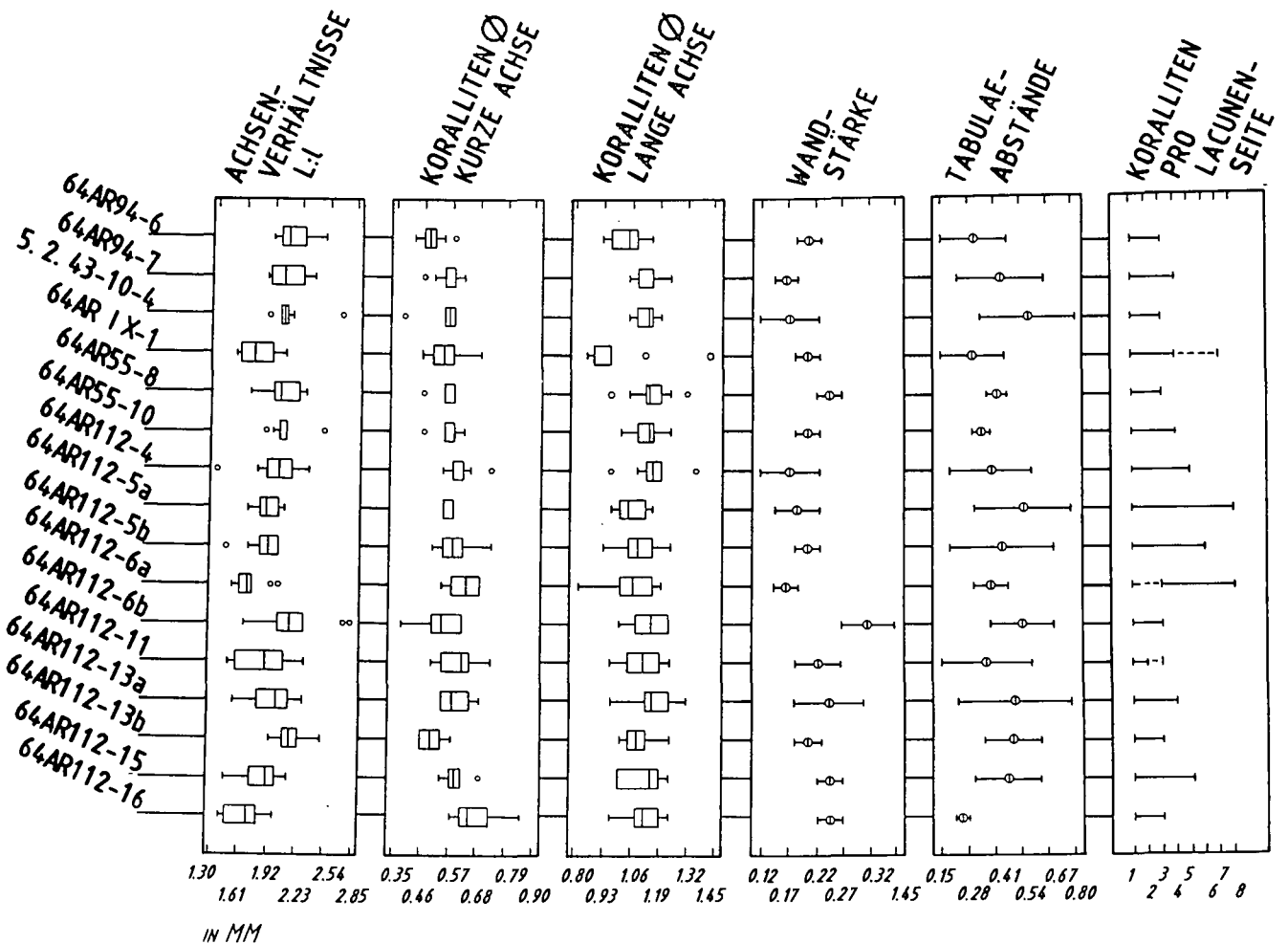


Abb. 10.
Graphische Darstellung interspezifischer Variabilität von *Catenipora khorasanensis* n.sp. in Form von Schwankungsbreiten (resp. box-and-whisker-plots) biometrischer Meadaten von 16 untersuchten Korallenkolonien.
Für Parameter der ersten 5 Spalten wurden je 50 Werte ermittelt (vergl. dazu Tab. 1).

Tabelle 1.
Spannbreite biometrischer Daten von 16 untersuchten Kolonien von *Catenipora khorasanensis* n.sp. (vergl. dazu Abb. 10).

	KORALLITEN PRO LACUNA	KORALLITEN PRO LACUNENSEITE	KORALLITENQUERSCHNITT LANGE AXCHSE	KORALLITENQUERSCHNITT KURZE AXCHSE	ACHSENVERHÄLTNISSE LANGER ZU KURZER AXCHSEN	TABULAE - ABSTÄNDE	WANDSTÄRKE	WANDSTÄRKE KORALLITEN	WANDSTÄRKE ZWISCHEN KORALLITEN
64AR94/6	9 - 12	1 - 3	0,92 - 1,15 MM	0,42 - 0,58 MM	1 : 1,92-2,50	0,15 - 0,46 MM	0,19 - 0,23 MM	0,31 - 0,46 MM	
64AR94/7	8 - 10	1 - 4	1,04 - 1,23 MM	0,46 - 0,62 MM	1 : 1,86-2,38	0,23 - 0,65 MM	0,15 - 0,19 MM	0,31 - 0,42 MM	
5.2.43/10-4	6 - 10	1 - 3	1,04 - 1,19 MM	0,38 - 0,58 MM	1 : 1,87-2,70	0,35 - 0,81 MM	0,12 - 0,23 MM	0,23 - 0,38 MM	
64ARIX-2	8 - 15	1 - 4(7)	0,85 - 1,42 MM	0,46 - 0,69 MM	1 : 1,53-2,07	0,15 - 0,46 MM	0,19 - 0,23 MM	0,19 - 0,46 MM	
64AR55-8	6 - 11	1 - 3	0,96 - 1,31 MM	0,46 - 0,58 MM	1 : 1,67-2,83	0,38 - 0,46 MM	0,23 - 0,27 MM	0,23 - 0,31 MM	
64AR55-10	6 - 10	1 - 4	1,00 - 1,23 MM	0,46 - 0,62 MM	1 : 1,86-2,50	0,31 - 0,38 MM	0,19 - 0,23 MM	0,31 - 0,38 MM	
64AR112-4	8 - 10	1 - 5	0,96 - 1,35 MM	0,54 - 0,73 MM	1 : 1,32-2,33	0,19 - 0,58 MM	0,12 - 0,23 MM	0,19 - 0,31 MM	
64AR112-5A	7 - 17	1 - 8	0,96 - 1,15 MM	0,54 - 0,58 MM	1 : 1,73-2,07	0,31 - 0,77 MM	0,15 - 0,23 MM	0,27 - 0,42 MM	
64AR112-5B	6 - 15	1 - 6	0,92 - 1,23 MM	0,50 - 0,73 MM	1 : 1,44-2,00	0,19 - 0,69 MM	0,19 - 0,23 MM	0,27 - 0,46 MM	
64AR112-6A	12 - 18	1(5)-8	0,81 - 1,19 MM	0,54 - 0,69 MM	1 : 1,50-2,00	0,31 - 0,46 MM	0,15 - 0,19 MM	0,31 - 0,42 MM	
64AR112-6B	5 - 12	1 - 3	1,00 - 1,23 MM	0,38 - 0,62 MM	1 : 1,63-2,80	0,38 - 0,69 MM	0,27 - 0,37 MM	0,31 - 0,46 MM	
64AR112-11	8-10(12)	1 - 2(3)	0,96 - 1,23 MM	0,50 - 0,73 MM	1 : 1,47-2,29	0,15 - 0,58 MM	0,19 - 0,27 MM	0,23 - 0,38 MM	
64AR112-13A	8 - 18	1 - 4	0,96 - 1,31 MM	0,54 - 0,69 MM	1 : 1,53-2,13	0,23 - 0,77 MM	0,19 - 0,31 MM	0,27 - 0,54 MM	
64AR112-13B	6 - 7	1 - 3	1,00 - 1,23 MM	0,46 - 0,58 MM	1 : 1,93-2,50	0,35 - 0,62 MM	0,19 - 0,23 MM	0,27 - 0,46 MM	
64AR112-15	7 - 15	1 - 5	1,00 - 1,23 MM	0,54 - 0,69 MM	1 : 1,44-2,07	0,31 - 0,58 MM	0,23 - 0,27 MM	0,27 - 0,35 MM	
64AR112-16	8 - 10	1 - 3	0,96 - 1,23 MM	0,58 - 0,85 MM	1 : 1,40-2,00	0,27 - 0,58 MM	0,27 - 0,35 MM	0,27 - 0,58 MM	

Paratypen: 5.2.43/10-4; 64 AR IX-1; 64 AR 55-8; 64 AR 55-10; 64 AR 94-6; 64 AR 94-7; 64 AR 112-4; 64 AR 112-5a; 64 AR 112-5b; 64 AR 112-6a; 64 AR 112-6b; 64 AR 112-13a; 64 AR 112-13b; 64 AR 112-15; 64 AR 112-16 (alles GBA 1991/10/6).

Stratum typicum: Untere Niur-Formation, Llandoveryum, Silur.

Derivatio nominis: khorasanensis (lat.): nach der ostiranischen Provinz, in der diese Art vorkommt.

Diagnose: *Catenipora* mit ovalen Koralliten im Querschnitt, die uniseriell zu Reihen zusammengeschlossen sind. Korallitenreihen miteinander zu gelängt-polygonalen Lacunen verbunden. Koralliten mit geringen Durchmessern (um 1,6–2,2 mm × 0,5–0,6 mm). Raum zwischen Koralliten durch strukturlose Kalkablagerungen erfüllt. 12 Septalspinulae können entwickelt sein. Tabulae vollständig, flach oder leicht konkav.

Beschreibung: Koralla werden von 4–5-seitigen, gelängt-polygonalen Lacunen aufgebaut. Lacunen bestehen aus 6 bis 10 (bis zu 18) Koralliten, Lacunenseiten aus 1–8, zumeist 1–4 Koralliten aufgebaut. Lacunenseiten gerade bis leicht gebogen. Korallitendurchmesser variieren um 0,81–1,42 mm × 0,38–0,85 mm. Mittelwerte von 16 untersuchten Kolonien schwanken im Intervall 0,96–1,24 mm × 0,49–0,66 mm). Lange zu kurze Querschnittsachsen zwischen 1 : 1,63 und 1 : 2,32. Tabulae vollständig, meist horizontal, seltener konkav. Tabulaeabstände 0,27–0,60 mm, Wandstärken schwanken im Durchschnitt zwischen 0,19–0,25 mm. Wandstärken zwischen Koralliten 0,23–0,46 mm.

Differentialdiagnose: *Catenipora khorasanensis* n.sp. läßt sich am ehesten mit *C. huronensis* (TEICHERT, 1937) aus dem mittleren Silur von Drummond Island/Michigan vergleichen. Sie unterscheidet sich von dieser durch größere Wandstärken, weniger ovale Koralliten, dichtere Tabulaeabstände und durch Ausbildung von Septalspinulae.

Bemerkungen: Die interspezifische Variabilität von *C. khorasanensis* n.sp. wurde an 16 Kolonien untersucht. Spannweiten biometrischer Daten kommen in Tab. 1 und Abb. 10 zur Darstellung.

Catenipora sp. A

(Taf. 4, Fig. 1,2; Abb. 11)

Material: 64 AR 55–18/GBA 1991/10/7.

Fragment einer Kolonie, ca. 75 × 65 × 35 mm; 2 Dünnschliffe, 1 Acetatfolie.

Beschreibung: Koralliten oval bis schwach rechteckig in Querschnitten. Verhältnisse langer zu kurzer Querschnittsachsen 1 : 1,4–1 : 2,1. Korallitenquerschnitte 1,7–2,2 mm × 0,9–1,3 mm. Übliche Größe langer Achsen um 2,2 mm, kurzer Achsen um 1,1 mm. Septalbildungen nicht erkennbar. Wandstärke 0,2–0,33 mm. Wandstärken zwischen Koralliten um 0,3 mm. Tabulae vollständig und flach-eben, in Abständen von 0,44–0,58 mm. Lacunen polygonal. Lacunenseiten gerade mit 1 bis 5 Koralliten.

Bemerkungen: Zufolge schlechten Erhaltungszustandes ist eine exakte Bestimmung undurchführbar. *Catenipora* sp. A zeigt gewisse Ähnlichkeiten mit *C. gotlandica* (YABE, 1915), weist aber kleinere Koralliten-

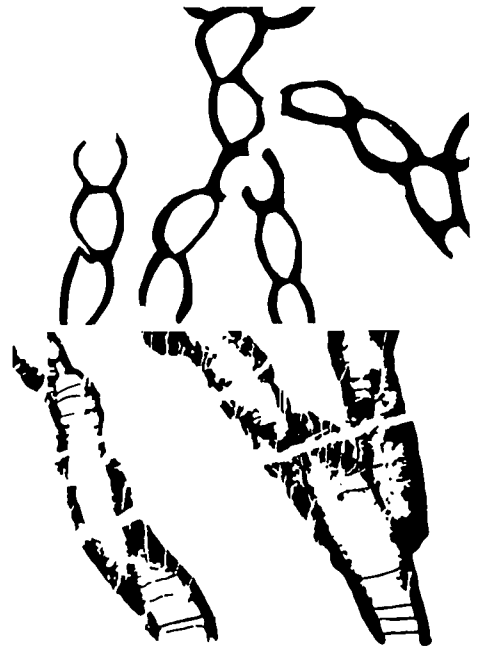


Abb. 11.
Catenipora sp. A.

durchmesser bei weitaus längeren Korallitenquerschnittsachsen auf.

Catenipora sp. B

(Taf. 4, Fig. 3,4; Abb. 12)

Material: 64 AR 55–7/GBA 1991/10/8.

Eine Kolonie etwa 140 × 70 × 30 mm; 2 Dünnschliffe.

Beschreibung: Koralliten im Querschnitt oval. Verhältnisse langer zu kurzer Querschnittsachsen zwischen 1 : 1,35 und 1 : 2,10, zumeist 1 : 1,5. Korallitendurchmesser 1,04–1,35 mm × 0,58–0,81 mm. Übliche Größe der Koralliten ca. 1,15 × 0,75 mm. Kurze

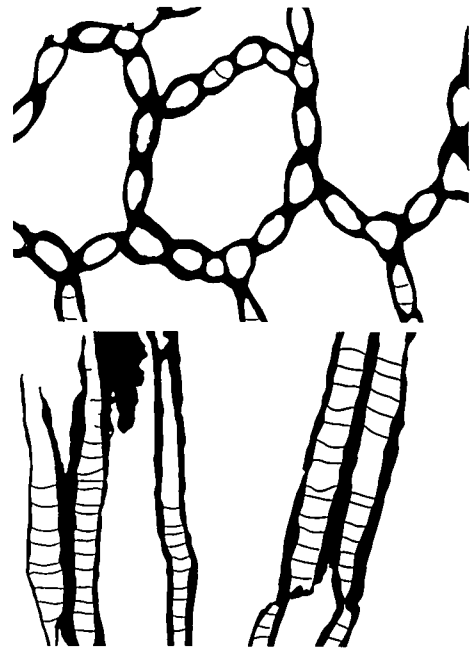


Abb. 12.
Catenipora sp. B.

Septalspinulae lokal erkennbar. Dicke der Korallitenwände 0,15–0,35 mm. Wandstärken zwischen Koralliten 0,19–0,46 mm. Tabulae vollständig, flach bis leicht konkav, in Intervallen von 0,38–0,77 mm angeordnet. Polygonale Lacunen aus 12 bis 14 Koralliten, Lacunenseiten aus 1 bis 4, zumeist 3 Koralliten aufgebaut.

Bemerkungen: Die untersuchte Kolonie erinnert an *C. minuta* STASINSKA 1967, weicht aber von dieser durch größere Koralliten ab.

3.2. Unterfamilie

Halysitinae MILNE-EDWARDS & HAIME, 1849

Bemerkungen: Zu den Halysitinae werden tabulate Korallen vereinigt, die im Skelettbau den Cateniporinae ähnlich sind. Perlschnurartig aufgereihten Koralliten (Makrokoraliten, Autokoraliten, Autoporen) sind aber im Unterschied zu diesen coenenchymale Tubuli (Mikrokoraliten, interstitiale Tubuli) zwischengeschaltet. Fehlen diese, so ist zumindest an den Verbindungsstellen der Korallitenreihen coenenchymales Gewebe (Mesokoraliten, Gonoporen) entwickelt.

3.2.1. Gattung

Halysites FISCHER VON WALDHEIM, 1828

Alyssites FISCHER VON WALDHEIM, 1813
Halysites FISCHER VON WALDHEIM, 1828
Schedohalysites HAMADA, 1957a
Acantohalysites HAMADA, 1957a

Generotypus: *Tubipora catenularia* LINNÉ, 1767, (LANG et al., 1940, S. 64).

Neotypus: Exemplar Nr. 1 der Bromell-Sammlung (BROMELL, 1728, S. 411) der Paleontologiska Institutionen, Uppsala, Schweden (THOMAS & SMITH, 1954, S. 768).

Bemerkungen: LAUB (1979, S. 271–274) beschrieb das Genus neu und vereinigte mit diesem *Schedohalysites* HAMADA, 1957 (gekennzeichnet durch nicht an allen entsprechenden Stellen ausgebildete Mikro- bzw. Mesokoraliten; siehe u.a. HILL, 1981, S. 629–630) und *Acantohalysites* HAMADA, 1957a (gekennzeichnet durch „septal spinules in autocorallites“; HAMADA, 1957a, S. 404). Bereits KLAAMANN (1966, S. 59) synonymisierte *Acantohalysites* ebenfalls mit *Halysites*.

Halysites labyrinthicus (GOLDFUSS, 1826)

(Taf. 4, Fig. 5, 6; Abb. 13)

- 1826 *Catenipora Labyrinthica* n.sp. – GOLDFUSS, S. 75, Taf. 25, Fig. 5a–b.
- 1871 *Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS) – FISCHER-BENZON, S. 18, Taf. 1, Fig. 8–10; Taf. 2, Fig. 6–7.
- 1915 *Halysites Labyrinthicus* (GOLDFUSS) – YABE, S. 35, Taf. 7, Fig. 3–4; Taf. 8, Fig. 1–2.
- 1937 *Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS) – TEICHERT, S. 135, Taf. 9, Fig. 1–3.
- 1941 *Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS) – TCHERNYSHEV, S. 40–42, Abb. 14, Taf. 14, Fig. 3.
- 1955 *Halysites labyrinthica* (GOLDFUSS) – BUEHLER, S. 29, Taf. 3, Fig. 1–5.
- 1955 *Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS) – SOKOLOV, S. 43, Fig. 7.
- 1959 *Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS) – HAMADA, Taf. 13, Fig. 1, Taf. 15, Fig. 4–5.

1962 *Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS) – FLÜGEL, S. 317, Taf. 22, Fig. 5.

1980 *Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS) – KAWAMURA, S. 282–283, Abb. 6a–d, Taf. 3, Fig. 1–7; Taf. 4, Fig. 1.

Material: 2 Fragmente.

a) 64 AR 112–9/GBA 1991/10/9.

Fragmente einer Kolonie etwa 35 × 25 × 20 mm; 2 Dünnschliffe.

b) 64 AR 112–14/GBA 1991/10/9.

Fragmente einer Kolonie etwa 35 × 25 × 20 mm; 3 Dünnschliffe.

Beschreibung: Art von *Halysites* mit großen, im Umriß ovalen oder rundlich-hexagonalen Makrokoraliten. Lange zu kurze Durchmesserachsen im Verhältnis 1 : 1,3–1 : 1,8. Durchmesser der Makrokoraliten 2,1–2,3 mm × 1,2–1,6 mm. Häufigste Größe langer Achsen 2,2 mm, kurzer Achsen 1,5 mm. Mikrokoraliten rechteckig bis leicht oval im Querschnitt, durchschnittlich 0,22 × 0,48 mm. Septalspinulae nicht erkennbar. Wandstärken zwischen 0,18 und 0,28 mm. Tabulae in Makrokoraliten vollständig, flach-eben bis leicht konkav, in Abständen von 1,4–2,0 mm. Tabulaeabstände innerhalb der Mikrokoraliten durch schlechten Erhaltungszustand kaum eruiert. Lacunen gelängt, irregulär „labyrinthisch“. Lacunenseiten leicht gewellt, aus 3 bis 5 Makrokoraliten bestehend.

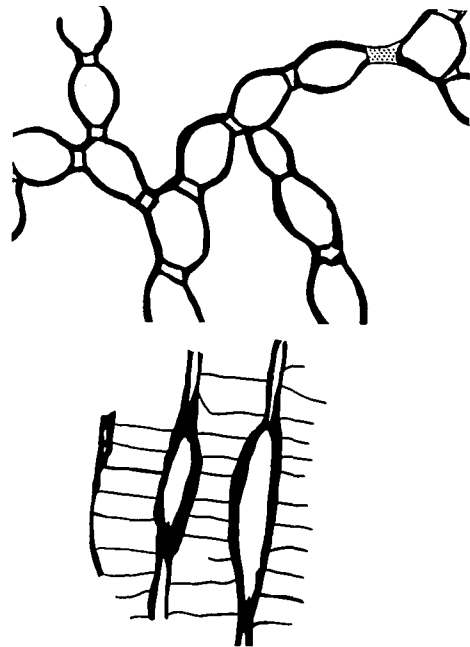


Abb. 13.
Halysites labyrinthicus.

Bemerkungen: KAWAMURA (1980, S. 283) diskutierte zwei Morphotypen von *H. labyrinthicus*, nämlich amerikanische Typen (z.B. TEICHERT, 1937) und europäische (z.B. YABE, 1915). Letztere sollen diesem Autor zufolge im Gegensatz zu den amerikanischen Formen nahezu runde Makrokoraliten und kleinere Lacunen besitzen. Die Durchsicht der von YABE (1915, Taf. III/3, 4; Taf. IV/1, 2) gegebenen Abbildungen ergab keine eindeutigen Indizien, welche diese Ansicht unterstützen könnten. Jedenfalls sind die untersuchten Exemplare mit dem Lectotypus (TEICHERT, 1937; BUEHLER, 1955) vergleichbar.

4. Paläobiogeographische Überlegungen

Das Vorkommen von *Catenipora obliqua*, *C. micropora* und *C. gotlandica*, sowie *Eocatenipora nicholsoni* und *Halysites labyrinthicus* im Silur Irans wirft einige Fragen auf, zumal die persische Platte während des gesamten Paläozoikums dem südlichen Superkontinent Gondwana, resp. einem Teil der benachbarten Cimmerischen Terranes (vgl. SCOTese & McKERROW, 1990) angehörte. Alle bisher bekannten Arten dieser Gattungen liegen nördlich des „Rheic Ocean“, vornehmlich auf der nordamerikanischen und baltischen Platte. Faunistische Beziehungen zwischen dem E-Iran und der nordamerikanischen Ostküste im unteren Silur herzustellen stößt aufgrund der Position der baltischen Platte und der Avaloniaplatte (McKERROW & COCKS, 1986) auf Schwierigkeiten. Im Llandovery nehmen diese vor der spät-silurischen Schließung des Iapetus-Ozeans eine vermutlich barrierenartige Stellung zwischen Laurentia und den südöstlichen Platten des Südkontinents ein (SCOTese & McKERROW, 1990). Außerdem könnte der „Rheic Ocean“ (Paläotethys) selbst als Barriere zwischen den Nordkontinenten und Gondwana fungiert haben (PARIS & ROBARDET, 1990). Damit wird zusätzlich auch eine conspezifische Deutung baltisch-kazachstanischer Arten mit iranschen schwierig. Unter Berücksichtigung dieser Gegebenheiten sind folgende Denkansätze möglich:

Fall A

Könnte man, aufgrund der paläogeographischen Situation im Llandovery, Genfluß zwischen Laurentia und

dem gondwanischen Nordschelf mit Sicherheit ausschließen, dürften die genannten Arten aus dem E-Iran trotz übereinstimmender Skelettmorphologie nicht als conspezifisch mit den laurussischen Formen betrachtet werden. Das heißt: Kriterien der Physiologie (Fortpflanzung) konnten nicht erfüllt werden, da keine gemeinsame Population (Gen-Pool), also kein interner Genfluß (z.B. MAYR, 1967, S. 337) existierte. Formen des Nord- und Südkontinents wären allopatrisch, bzw. polytypisch und demnach zumindest unterschiedlichen Unterarten zuzuweisen. Dieser Denkansatz scheint aber auszuschließen zu sein, da dies für fünf Arten respektive drei Genera der beschriebenen Korallen im gleichen geographisch-zeitlichen Abschnitt zutreffen müßte.

Fall B

Die beschriebene Arten aus dem E-Iran sind conspezifisch mit den laurussischen Formen. Zieht man in Betracht, daß genetisches Material von Korallen über deren planktonische Larvalstadien verbreitet wird, müssen folgende Prämissen geltend gemacht werden:

- 1) Im unteren Silur (Llandoveryum) hat der Iapetus-Ozean mit dem Rheic-Ozean über Meeresströmungen in (wechselweiser) Verbindung gestanden. Dies wäre über eine Straße zwischen Ost- und West-Avalonia möglich (Abb. 14).

Die Anlage der „Straße von Avalonia“ könnte ursächlich in Zusammenhang mit eustatischem Meeresspiegelanstieg nach Abschmelzen der spätordovizischen Vereisung gesehen werden. Damit ließe sich auch der allgemein kosmopolitische Charakter der siluri-

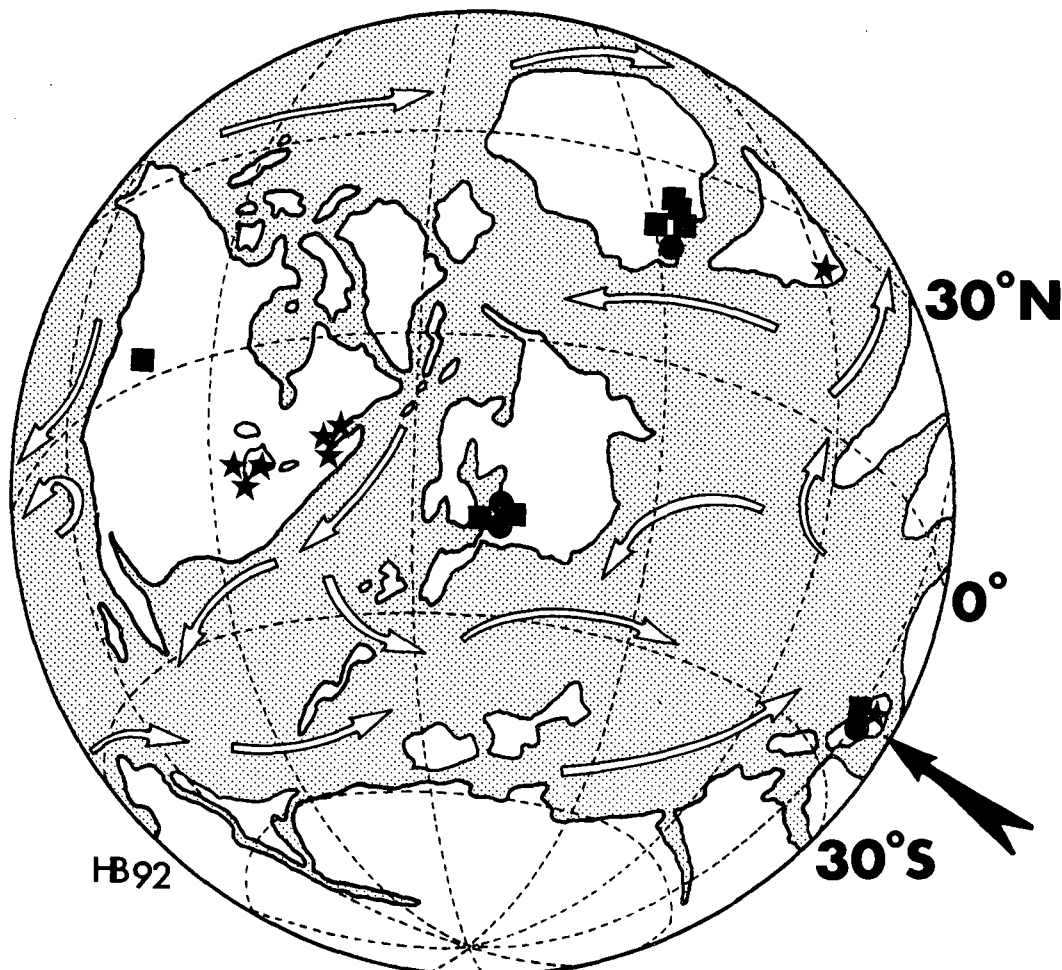


Abb. 14. Paläogeographische Rekonstruktion für das Silur mit mutmaßlichem Meeresströmungsmuster (weiße Pfeile) und Verbreitungsmuster folgender beschriebener *Catenipora*-Arten: Punktsignatur: *Catenipora obliqua* (FISCHER-BENZON, 1871); Sternsignatur: *Catenipora micropora* (WHITFIELD, 1882); Quadratsignatur: *Catenipora gotlandica* (YABE, 1915). Schwarzer Pfeil deutet auf die iranische Platte.

schen Fauna gegenüber dem provinziellen der ordovizischen Fauna (u.a. BERRY & BOUCOT, 1973; NESTOR, 1990) erklären.

- 2) Alle genannten Arten müssen für die postulierte Verdriftung über den Rheic Ocean ausreichend lange Larvalstadien gehabt haben. Für die Ausbreitung werden äquatoriale Strömungen verantwortlich gemacht (Abb. 14). Dabei können sich Insel(ketten), welche als Trittsteine (MacARTHUR & WILSON 1970, S. 125–137) fungierten, positiv auf die Verbreitung ausgewirkt haben.

5. Ausblick

Bei momentanem Wissensstand betreffend Verbreitung der Cateniporinae zeigt sich ein starkes Ungleichgewicht zugunsten bekannter Vorkommen auf laurussischen Platten. Demgegenüber existieren aus vielen „gondwanischen“ Gebieten Zentralasiens, des Fernen Ostens und der Antarktis nur spärliche Informationen über silurische Cateniporinae. Ausnehmend reichhalti-

ges Betätigungsfeld würde sich hier für die heute – oft unter Duldung anderer Geowissenschaften (ZIEGLER, 1987) – diskriminierte morphologisch-systematische Arbeitsrichtung der Paläobiologie ergeben.

Erst nach Überbrückung dieser zur Zeit stark klaffenden Informationslücken könnte ein gültiges paläobiogeographisches Bild entwickelt werden.

Dank

Die Bearbeitung erfolgte im Rahmen des Projektes P 7004 des Fonds zur Förderung wissenschaftlicher Forschung in Österreich: „Paläobiogeographische und biostratigraphische Untersuchungen an paläozoischen Korallen der Tethys“ (Projektleiter o. Univ.-Prof. Dr. H.W. FLÜGEL).

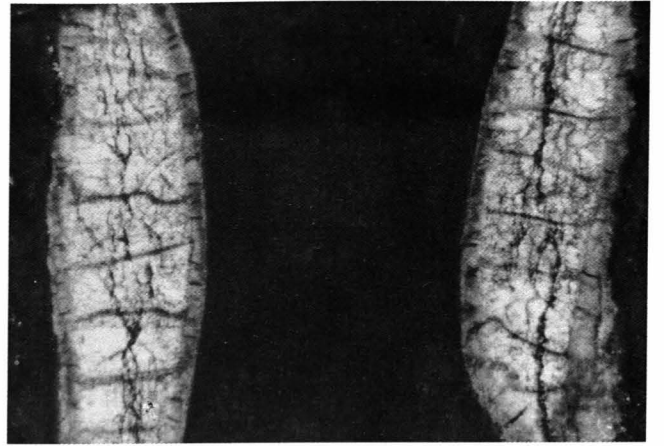
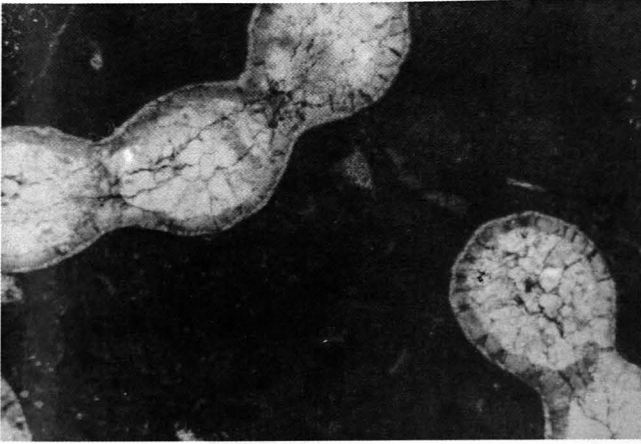
Mein Dank gilt den Herren Hofrat Direktor Dr. A. RUTTNER, Wien, und o. Univ.-Prof. Dr. H.W. FLÜGEL, Graz, für die Möglichkeit die beschriebenen Korallen bearbeiten zu können. Bei letzterem bedanke ich mich zusätzlich für Anregungen und Unterstützung bei der Arbeit.

Herr J. MAYER-HEINISCH half mir mit unermüdlichem Einsatz durch Übersetzungen russischer Literatur. Frau A. KRIEGER übernahm dankenswerterweise die Schreibearbeiten.

Tafel 1

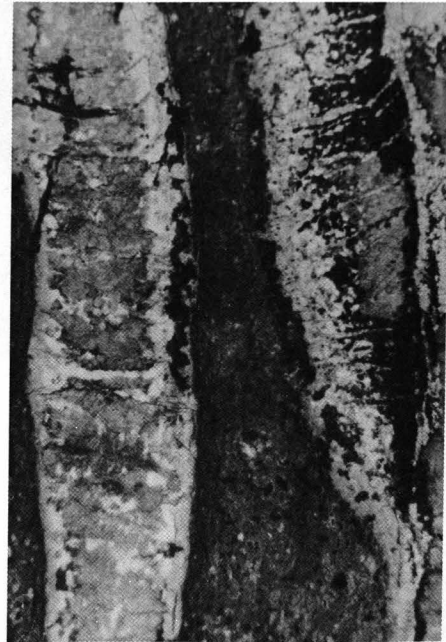
- Fig. 1: *Eocatenipora nicholsoni* (KIAER, 1930)
5.2.43/10-6 Querschliff; 11,5×
- Fig. 2: *Eocatenipora nicholsoni* (KIAER, 1930)
5.2.43/10-6, Längsschliff; 11,5×
- Fig. 3: *Catenipora obliqua* (FISCHER-BENZON, 1871)
64 AR 55-10, Querschliff; 11,5×
- Fig. 4: *Catenipora obliqua* (FISCHER-BENZON, 1871)
64 AR 55-10, Längsschliff; 11,5×
- Fig. 5: *Catenipora micropora* (WHITFIELD, 1882)
66 HF 94-1, Querschliff; 11,5×
- Fig. 6: *Catenipora micropora* (WHITFIELD, 1882)
66 HF 94-1, Längsschliff; 11,5×.

1



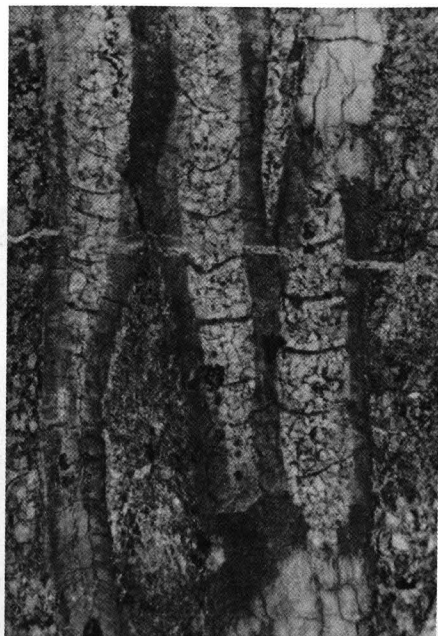
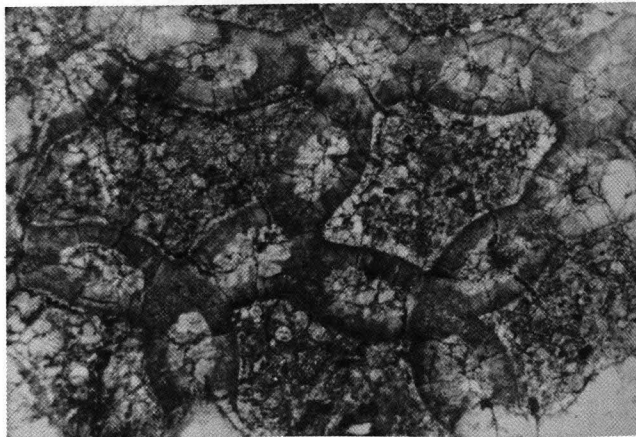
2

3



4

5



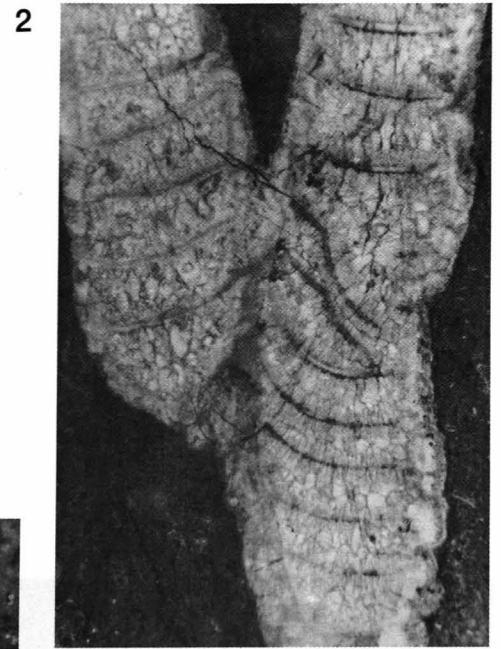
6

Tafel 2

- Fig. 1: *Catenipora gottlandica* (YABE, 1915)
66 HF 96-3, Querschliff; 11,5x
- Fig. 2: *Catenipora gottlandica* (YABE, 1915)
66 HF 96-3, Längsschliff; 11,5x
- Fig. 3: *Catenipora cf. louisvillensis* (STUMM, 1964)
64 AR 101/L3-2, Querschliff; 11,5x
- Fig. 4: *Catenipora cf. louisvillensis* (STUMM, 1964)
64 AR 101/L3-2, Längsschliff; 11,5x
- Fig. 5: *Catenipora cf. jarviki* STASINSKA, 1967
64 AR 94-3, Querschliff; 11,5x
- Fig. 6: *Catenipora cf. jarviki* STASINSKA, 1967
64 AR 94-3, Querschliff
Detail mit Septalbildungen; 25,8x
- Fig. 7: *Catenipora cf. jarviki* STASINSKA, 1967
64 AR 94-3, Längsschliff; 11,5x



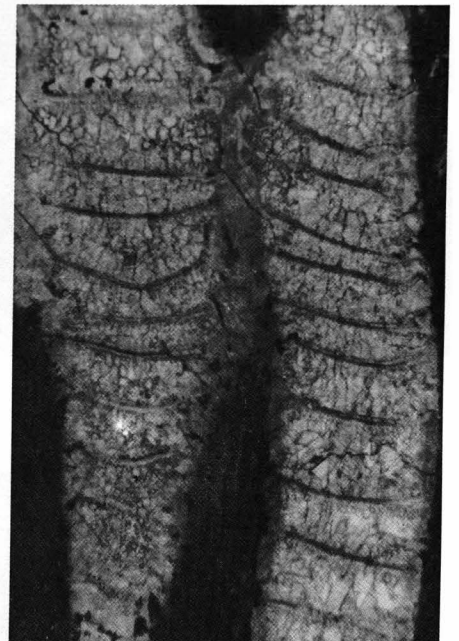
1



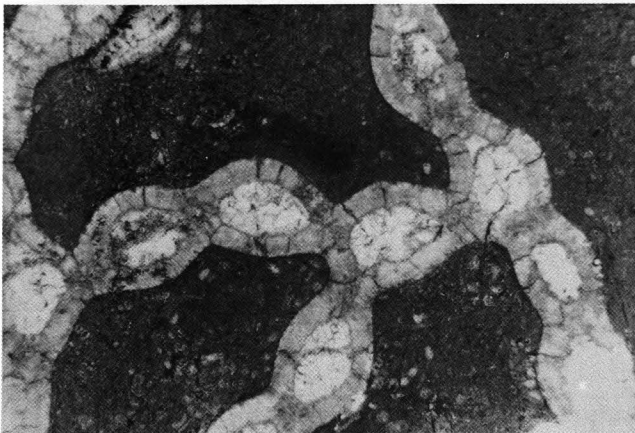
2



3



4



5



7



6

Tafel 3

- Fig. 1: *Catenipora khorasanensis* n.sp.
Holotypus
64 AR 112-11, Querschliff; 11,5x
- Fig. 2: *Catenipora khorasanensis* n.sp.
Holotypus
64 AR 112-11, Querschliff, 23,5x
Korallit in Bildmitte mit Septalspinulae
- Fig. 3,4: *Catenipora khorasanensis* n.sp.
Holotypus
64 AR 112-11, Längsschliffe; 11,5x

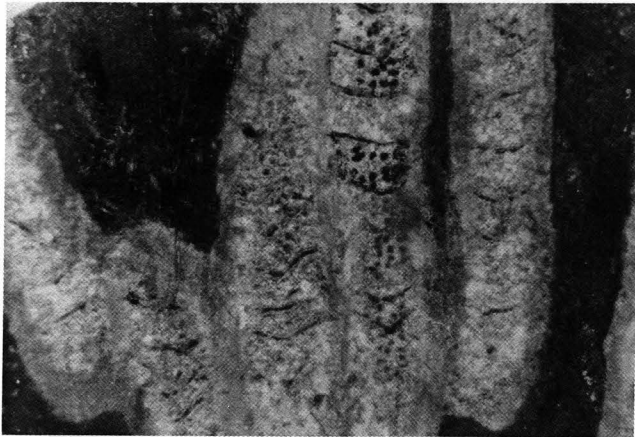
1



2



3



4

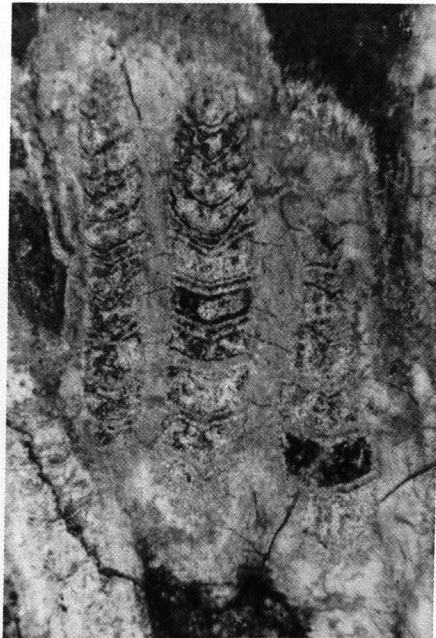


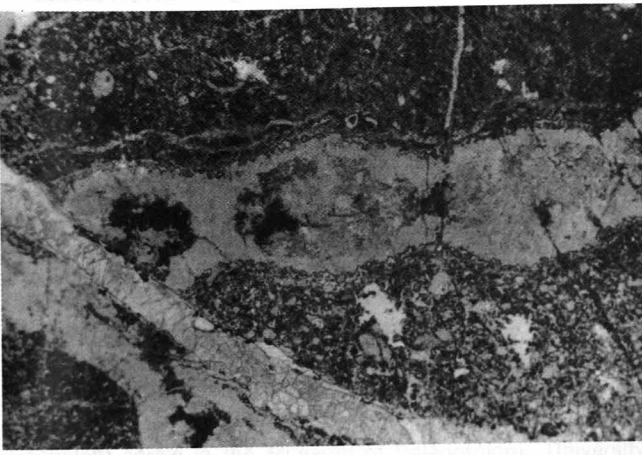
Fig. 1: *Catalpa*
 84 AR 52
 Fig. 2: *Catalpa*
 84 AR 52
 Fig. 3: *Catalpa*
 84 AR 52
 Fig. 4: *Catalpa*
 84 AR 52
 Fig. 5: *Halysites*
 84 AR 52
 Fig. 6: *Halysites*
 84 AR 52

Tafel 4

- Fig. 1: *Catenipora* sp. A
64 AR 55-18, Querschliff; 11,5×
- Fig. 2: *Catenipora* sp. A
64 AR 55-18, Längsschliff; 11,5×
- Fig. 3: *Catenipora* sp. B
64 AR 55-7, Querschliff; 11,5×
- Fig. 4: *Catenipora* sp. B
64 AR 55-7, Längsschliff; 11,5×
- Fig. 5: *Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS, 1826)
64 AR 112-9, Querschliff; 11,5×
- Fig. 6: *Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS, 1826)
64 AR 112-9, Längsschliff; 11,5×

2
 ... W.G. Some Ordovician ...
 ... Soc. Canada 131, 454-455, 1962

1
 ... A review of the ...
 ... Canada ...



3
 ... A monograph of the ...
 ... 1957



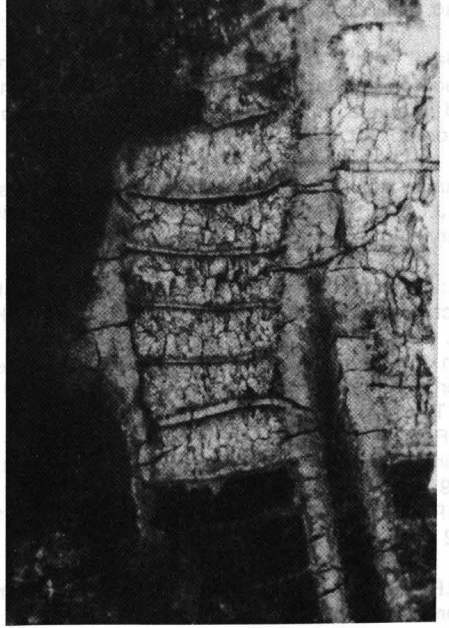
4
 ... Geography of the ...
 ... 1951



5
 ... Silurian Fossils from ...
 ... 1930



6
 ... On the ...
 ... 1957



Literatur

- AARHUS, N.: Bergarter og tabulate koraller overst i Llandoverry pa Ringerike. – Unveröff. Diss. Univ. Oslo, 146 S., Oslo 1978.
- AARHUS, N.: Lower Silurian Tabulate Corals from the Oslo region. – Paleont. Contr. Univ. Oslo, **278**, 43–54, 1 Abb., 3 Taf., Oslo 1982.
- ALCOCK, F. J.: Geology of the Chaleur Bay region. – Mem. Soc. Surv. Canada, **183**, 99 S., Ottawa 1935.
- BROMELL, M. von: Lithographia Svecanae ... Specimen II ... De Lapidibus Corallinis. – Acta Liter. Sveciae, **2**, 363–370, 408–415, Stockholm 1728.
- BUEHLER, E.J.: The Morphology and Taxonomy of the Halysitidae. – Bull. Peabody Mus. natur. Hist., **8**, 79 S., 3 Abb., 12 Taf., New Haven 1955.
- EHLERS, G.H.: Stratigraphy of the Niagaran Series of the Northern Peninsula of Michigan. – Univ. Michigan, Mus. Paleont., Pap. Paleont., **3**, 200 S., 55 Abb., 5 Tab., 22 Taf., Michigan 1973.
- FISCHER-BENZON, R.v.: Mikroskopische Untersuchungen über die Structur der *Halysites*-Arten und einiger silurischer Gesteine aus den russischen Ostsee-Provinzen. – Abh. Geos. Naturw., (2), **5**, 9–23, 3 Taf., Hamburg 1871.
- FISCHER v. WALDHEIM, G.: Zoognosia tabulis synoptica illustrata in usum praelectionum Academia Imperialis medicochirurgicae. – Ed. 3, 465 S., 8 Taf., Moskau 1813.
- FISCHER v. WALDHEIM, G.: Notice sur les polypiers tubipores fossiles. – 23 S., 1 Taf., Moskau 1828.
- FLÜGEL, H.: Korallen aus dem Silur von Ozbak-kuh (NE- Iran) – Jb. Geol. B.-A., **105**, 287–330, 4 Abb., 3 Tab., Taf. 20–23, Wien 1962.
- FLÜGEL, H. & SALEH, H.: Die paläozoischen Korallenfaunen Ost-Irans 1. Rugose Korallen der Niur- Formation (Silur) – Jb. Geol. B.-A., Wien **113**, 267–302, 5 Abb., 4 Taf., Wien 1970.
- FLOWER, R.H.: Montoya and related colonial corals. – Mem. N. Mex. Burg. Min., **7**, 97 S., 52 Taf., Socorro 1961.
- GOLDFUSS, G. A.: Petrefacta Germaniae, Teil 1. – 77–164, Taf. 26–50, Düsseldorf 1826.
- HAMADA, T.: On the Classification of the Halysitidae, I. – Univ. Tokyo, J. Fac. Sci., sec. 2, **10/3**, 393–405, Tokyo 1957a.
- HAMADA, T.: On the Classification of the Halysitidae, II. – Univ. Tokyo, J. Fac. Sci., sec. 2, **11**, 407–430, 2 Abb., 2 Tab., Tokyo 1957b.
- HILL, D.: Tabulata. – In: TEICHERT, C. (Hrsg.): Treatise on invertebrate paleontology, Part F, Coelenterata. Suppl. 1 (1–2), Rugosa and Tabulata. – 430–762, Abb. 284–462, Tab. 3, Boulder-Colorado – Lawrence 1981.
- JULL, R.K.: Silurian Halysitidae of the Ronning Group, Western Canada. – J. Alberta Soc. petrol. Geol., **10**, 326–330, 3 Abb., Calgary 1962.
- KAWAMURA, M.: Silurian halysitids from the Shimoarisu district, Iwate prefecture, Northeast Japan. – Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, **19/3**, Sapporo 1980.
- KIAER, J.: Den fossilforende ordovicisk-siluriske lagrekke pa Stord. – Bergens Mus. Arb. 1929, N. V. Rekke, **11**, 48–69, 11 Abb., 5 Taf., Bergen 1930.
- KLAAMANN, E. R.: Tabuljaty i geolilitidy venloka Estonii. – Geol. Inst. uurimused ENSV Teaduste Akad. Tr. in-ta geol. AN ESSR, **6**, 69–112, 13 Taf., Tallinn 1961.
- KLAAMANN, E. R.: Inkommunikatnyi tabuljaty Estonii. – 121 S., 31 Abb., 22 Taf., Tallinn 1966.
- LAMARCK, J.B.P.A. de M. de: Histoire naturelle des animaux sans vertèbres. 2. – 568 S., Paris 1816.
- LAMBE, M.L.: A revision of the genera and species of Canadian Palaeozoic corals: The Madreporaria Perforata and the Alcyonaria. – Contr. Canada Paleont. geol. Surv. Canada, **4**, 1–96, 5 Taf., Ottawa 1899.
- LANG, W.D., SMITH, S. & THOMAS, H.D.: Index of Paleozoic Coral Genera. – 231 S., London 1940.
- LAUB, R.S.: The corals of the Brassfield Formation (Mid-Llandoverry; Lower Silurian) in the Cincinnati arch region. – Bull. Amer. Paleont., **75**, Ithaca 1979.
- LELESHUS, V.L.: Siluriyski tabulyaty Tadzhikistana. – Akad. Nauk Tadzikist. SSR, Geol. Inst., 85 S., 5 Abb., 8 Tab., 26 Taf., Dushanbe 1972.
- LINNE, C.: Systema Naturae, 1. – 533–1327 + Editio Duodecima Reformata, Stockholm 1767.
- McKERRON, W.S. & COCKS, L.R.M.: Oceans, island arcs and olistostromes: the use of fossils in distinguishing sutures, terranes and environments around Iapetus Ocean. – Jour. Geol. Soc. London, **143**, 185–191, 3 Abb., London 1986.
- MILNE-EDWARDS, H. & HAIME, J.: Mémoire sur les polypiers appartenant aux groupes naturels des Zoanthaires perforés et des Zoanthaires tabués. – C.R. Acad. Sci. Paris, **29**, 257–263, Paris 1849.
- MILNE-EDWARDS, H. & HAIME, J.: A monograph of the British fossil corals. First Part. Introduction; corals from the Tertiary and Cretaceous formations. – Palaeontograph. Soc. London, **3/2**, 72 S., 11 Taf., London 1850.
- NELSON, S.J.: Ordovician Paleontology of the Northern Hudson Bay Lowland. – Mem. geol. Soc. Amer., **90**, 152 S., 5 Abb., 37 Taf., New York 1963.
- NESTOR, H.: Biogeography of Silurian Stromatoporoids. – In: McKERRON, W.S. & SCOTSE, C. R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Mem. Geol. Soc. London, **12**, 215–221, 2 Abb., 4 Tab., London 1990.
- NORTHROP, S.A.: Paleontology and Stratigraphy of the Silurian rocks of the Port Daniel-Black Cape Region, Gaspé. – Spec. Pap. Geol. Soc. Amer., **21**, 302 S., 28 Taf., Baltimore 1939.
- PARIS, F. & ROBARDET, M.: Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. – Tectonophysics, **177**, 193–213, 5 Abb., Amsterdam 1939.
- PREOBASHENSKIY, B.V.: Tabuljaty. – In: Opornye rozrezy paleozja Severo-Vostoka SSSR. – 34–63, Magadan 1974.
- RUKHIN, L.: Niznepaleozojskie korally i stromatoporoidei verchnej dasti basseja Kolymy. – Materialy Geol. Kolymas-kog Kr., **10/2**, 1–119, 28 Taf., Moskau 1938.
- RUTTNER, A., NABAVI, M.H. & HAJIAN, J.: Geology of the Shirgesht Area. – Geol. Surv. Iran, Rep. **4**, 133 S., 38 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Tehran 1968.
- SALEH, H.: Neue Korallenfaunen aus dem Silur E-Irans. – Unveröff. Diss. K.-F.-Univ. Graz, 202 S., 10 Tab., 26 Taf., Graz 1968.
- SALEH, H.: A new Coral Fauna from the Niur Formation (Silurian) of East Iran. – Verh. Geol. B.-A., Wien, **1969**, 33–34, Wien 1969.
- SCHMIDT, F.: Untersuchungen über die silurische Formation von Esthland, Nord-Livland und Oesel. – Arch. Naturk. Liv-, Est-, und Kurlands, (1), **2**, 248 S., Dorpat 1858.
- SCOTSE, C.R. & McKERRON, W.S.: Revised world maps and introduction. – In: McKERRON, W.S. & SCOTSE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Mem. Geol. Soc. London, **12**, 1–21, 22 Abb., 1 Tab., London 1990.
- SHROCK, R.R. & TWENHOFEL, W.H.: Silurian Fossils from Northern New Foundland. – J. Paleont., **13**, 241–266, 3 Abb., Taf. 27–30, Tulsa 1939.

- SINCLAIR, W.G.: Some Ordovician Halysitoid Corals. – Trans. roy. Soc. Canada, (3), **494**, 95–103, 2 Abb., 1 Taf., Ottawa 1955.
- SOKOLOV, B.S.: Novye syringoporidy Tajmyra. – Bjull. mosk. Obsc. ispyt. Prirody (Otd. geol), **22/6**, 19–28, 7 Abb., 1 Taf., Moskva 1947.
- SOKOLOV, B.S.: Podklass Tabulata. Tabulaty. – In: Polevoj atlas ordovikskoj i silurijskoj faun Sibirskoj platformy. – 25–35, 1 Abb., Taf. 9–22, 32–34, 50–52, Moskva 1955a.
- SOKOLOV, B.S.: Tabuljaty paleozoja Evropejskoj cast i SSSR. Vvdenie: Obscie voprosy sistematiki i istorii razvitija tabuljat (c. charakteristikoj morfolgoiceski blizkich grupp) – Tr. Vses. neft. n. – i,geol.-razv. in-ta, (Nov. ser.), **85**, 527 S., 90 Taf., Leningrad 1955b.
- SOKOLOV, B.S.: Podklass tabuljaty. Tabuljaty. – In: Osnovy paleontologii. – 192–257, 75 Abb., 18 Taf., Moskva 1962.
- STASINSKA, A.: Tabulata form Norway, Sweden and form the Erratic Boulders of Poland. – Palaeont. Polonica, **18**, 9–112, 14 Abb., 38 Taf., Warszawa 1967.
- STUMM, E. C.: Silurian and Devonian Corals of the Falts of the Ohio. – Mem. geol. Soc. America, **83**, 184 S., 80 Taf., New York 1964.
- STUMM, E.C.: Revision of R.P. WHITFIELD's types of rugose and tabulate corals in the Museum of Paleontology, University of California, and in the United States National Museum. – Bull. Amer. Paleont., **56**, 235–253, 13 Taf., Ithaca 1969.
- TCHERNYSHEV, B.B.: Verchnesilurijskie i devonskie Tabulata Novoj Zemli, Severoj Zemli i Tajmyra. – Tr. Vses. arkt. in-ta, **91**, 67–134, 16 Abb., 12 Taf., Leningrad 1937.
- TCHERNYSHEV, B.B.: Tabulata ostrova Vajgac. – Tr. Vses. arkt. in-ta, **101**, 109–145, 7 Abb., 7 Taf., Leningrad 1938.
- TCHERNYSHEV, B.B.: O paleozojskoj faune i flore bassejua r. Cevtum (Cuktoskij poluostrov) – Tr. Vses. arkt. in-ta, **131**, 165–188, 4 Abb., 4 Taf., Moskva 1939.
- TCHERNYSHEV, B.B.: Silurijskie i niznedevonskie korally basseja r. Tarei (jugo-zapadnyj Tajmyr) – Tr. Vses. arkt. in-ta, **158**, 9–64, Taf. 1–14, Leningrad 1941.
- TEICHERT, C.: Ordovician and Silurian Faunas from Arctic Canada. – Rept. 5th Thule Exped. – **1**, 1–167, 24 Taf., Kopenhagen 1937.
- THOMAS, D.H. & SMITH, S.: The coral genus *Halysites* FISCHER von WALDHEIM. – Ann. Mag. natur. Hist., (12), **7**, 765–774, Taf. 20–22, London 1954.
- TWENHOFEL, W.H.: Geology of Anticosti Island. – Mem. geol. Surv. Canada, **154**, 481 S., 40 Taf., Ottawa 1928.
- WHITFIELD, R.P.: Descriptions of New Species of Fossils from the Paleozoic Formation of Wisconsin. Part III. Paleontology. – Ann. Rept. geol. Surv. Wisconsin, Survey of 1873–1879, **4**, 161–363, 27 Taf., Madison 1882.
- WILLIAMS, M.Y.: The Silurian geology and faunas of the Ontario Peninsula and Manitoulin and adjacent islands. – Mem. Geol. Surv. Canada, **111**, 195 S., Ottawa 1919.
- WILSON, A.E.: An Upper Ordovician fauna from the Rocky Mountains British Columbia. – Mus. Bull. Can. Dept. Min., **44**, 1–34, Taf. 1–8, Ottawa 1926.
- YABE, H.: Einige Bemerkungen über die *Halysites*-Arten. – Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., **4/1**, 25–38, Taf. 5–9, Sendai 1915.
- YOUNG, G.A.: Bathurst District, New Brunswick. – Canad. Dept. Mines, Geol. Surv. Branch Mem., 18–E, 5–96, Ottawa 1911.
- YOUNG, G.A. & NOBLE, J.P.A.: The Llandoverly-Wenlock Halysitidae from New Brunswick, Canada. – Jour. Paleont., **61/6**, 1125–1147, 1 Abb., 9 Tab. Tulsa 1987.
- ZIEGLER, W.: Vorwort zum Beitrag von C. TEICHERT & W.C. SWEET & A.J. BOUCOT Über "The unpublished fossil record: implications". – Senckenberg. lethaea, **68/1/4**, 1–4, Frankfurt am Main 1987.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. August 1991.

Stratigraphische Reichweiten oberdevonischer Conodonten – eine Übersichtstabelle

Von PETER KÖNIGSHOF & MATTHIAS PICHA*)

Mit 1 Tafel (Beilage)

*Oberdevon
Conodonten
Stratigraphie*

Seit der von ZIEGLER (1962) aufgestellten und 1971 revidierten Conodonten-Zonierung sind weitere Publikationen erschienen, die sich mit der Erweiterung und Verfeinerung der oberdevonischen Conodonten-Zonierung beschäftigt haben (ZIEGLER & SANDBERG, 1984, 1990).

Sinn und Zweck dieser Arbeit ist es, die oberdevonische Standard-Conodonten-Zonierung mit den am häufigsten auftretenden Arten in einer Übersichtstabelle darzustellen, wobei im wesentlichen diejenigen Arten berücksichtigt wurden, deren Unter- und Obergrenze klar definiert sind. Aus Gründen der Übersichtlichkeit konnten nicht alle Arten aufgeführt werden. Für die Darstellung der Reichweiten der oberdevonischen Conodonten wurde die nachfolgend aufgeführte Literatur verwendet.

Sicherlich werden sich zukünftig Ergänzungen und Veränderungen nicht vermeiden lassen, die Tabelle ist jedoch so ausgelegt, daß sie jederzeit aktualisiert werden kann und somit ein nützliches Hilfsmittel bei der Bestimmung oberdevonischer Conodontenfaunen darstellt.

Literatur

- KLAPPER, G. & ZIEGLER, W. (1979): Devonian conodont biostratigraphy. – In: The Devonian System – Spec. Papers in palaeont., **23**, 199–224, 8 Abb., London.
- SANDBERG, C. A. & ZIEGLER, W. (1973): Refinement of standard Upper Devonian conodont zonation based on sections in Nevada and West Germany. – *Geologica et Paleontologica*, **7**, 97–122, 5 Taf., Marburg/Lahn.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W. & BULTYNCK, P. (1989): New Standard Conodont Zones and Early *Ancyrodella* Phylogeny across Middle-Upper Devonian Boundary. – In: WALLISER, O. H. & ZIEGLER, W. (Eds.): *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**, 195–230, 4 Abb., 5 Taf., Frankfurt a. M.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W., DREESEN, R. & BUTLER, J. L. (1988): Late Frasnian Mass extinction: Conodont Event Stratigraphy, Global Changes and Possible Causes. – In: ZIEGLER, W. (Ed.): *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**, 263–307, 15 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Frankfurt a. M.
- ZIEGLER, W. (1962): Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **39**, 166 S., 14 Taf., Wiesbaden.
- ZIEGLER, W. (1971): Conodont stratigraphy of the European Devonian. – In: SWEET, W. C. & BERGSTRÖM, S. M. (Eds.): *Symposium on conodont biostratigraphy*. – *Geol. Soc. Am. Mem.*, **127**, 227–284, 3 Abb., 6 Taf., Boulder.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C. A. (1984): *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – In: CLARK, D. L. (ed.): *Conodont biofacies and provincialism.*, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **196**, 179–194, 4 Abb., 2 Taf., Boulder.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C. A. (1990): The Late Devonian Standard Conodont Zonation. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**, 1–115, 11 Abb., 7 Tab., 17 Taf., Frankfurt a. M.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 22. Juli 1991.

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. PETER KÖNIGSHOF, Institut für Geologie/Paläontologie, Hans-Meerwein-Straße 18, Lahnberge, W-3550 Marburg/Lahn; Dipl.-Geol. MATTHIAS PICHA, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Straße 195, W-4150 Krefeld.

**Flora und Sedimentologie
der Fundstelle Reith bei Unterstorcha,
Bezirk Feldbach in der Steiermark
(Kirchberger Schotter, Pannonium C, Miozän)**

Von JOHANNA KOVAR-EDER & BERNHARD KRAINER*)

Mit 2 Abbildungen und 10 Tafeln

Österreich
Steiermark
Steirisches Becken
Miozän
Pannonium
Kirchberger Schotter
Paläobotanik
Fossile Flora
Blätter
Kutikularanalyse
Vegetation

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 191

Inhalt

Zusammenfassung	737
Abstract	738
1. Einleitung	738
2. Paläobotanische Methodik	738
3. Regionalgeologische und stratigraphische Stellung	738
4. Der Aufschluß Reith	739
5. Profilbeschreibung	739
6. Systematischer Teil	741
6.1. Myricaceae	741
6.2. Aceraceae	741
6.3. Salicaceae	741
6.4. Oleaceae	743
6.5. Visaceae	745
6.6. Potamogetonaceae	746
7. Palynologische Untersuchungen	747
8. Paläoökologische Auswertung	747
Dank	748
Literatur	771

Zusammenfassung

Die fossile Flora von Reith bei Unterstorcha (Bezirk Feldbach, Steiermark) stammt aus feinklastischen Sedimenten im Bereich des Kirchberger Schotterhorizontes (Pannonium C). Die sedimentologisch-paläobotanischen Untersuchungen dokumentieren limnisch-fluviatile Subfaziesbereiche des Auegebietes jenes Flußsystems, das zur Ablagerung der Kirchberger Schotter führte.

Es wurden zwei pflanzenführende Horizonte diagnostiziert. Der liegende birgt eine zwar artenarme, jedoch teilweise inkohlte Florula mit ausgezeichneter Kutikularerhaltung. Die wesentlichsten Taxa stellen *Salix holzeri* n.sp., *Salix* sp.-Fructus, *Fraxinus ettingshausenii* n.sp., *Fraxinus* sp.-Fructus und *Viscum miquelii* dar.

Die Pflanzenreste des hangenden Horizontes sind durchwegs als oxidierte Abdrücke erhalten. Unter diesen befindet sich *Potamogeton martinianus*. Die oxidierten Blätter dieses Laichkrautes sind von einer weißlich-hyalinen, kalzitischen Schicht überzogen, welche die Abdrücke der turgeszenten Epidermiszellen birgt. Dieser Erhaltungszustand, der auf Kalkausfällung in Gewässern im Zusammenhang mit photosynthetischen Prozessen von Wasserpflanzen zurückgeht, wurde bereits von der benachbarten Fundstelle Wörth bei Kirchberg/Raab beschrieben.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. JOHANNA KOVAR-EDER, Naturhistorisches Museum, Geologisch-Paläontologische Abteilung, Burgring 7, A-1014 Wien; Dr. BERNHARD KRAINER, ÖMV-AG, Gerasdorferstraße 151, A-1211 Wien.

Flora and Sedimentology of the Finding Site Reith near Unterstorcha in the Styrian Feldbach District (Kirchberg gravel, Pannonian C, Miocene)

Abstract

The fossil leaf-flora of Reith near Unterstorcha (district Feldbach, Styria, Pannonian C) within the Kirchberg gravels has been investigated. Sedimentological and palaeobotanical results document relicts of limnic-fluviatile subenvironments within the floodplain of the river system that deposited the Kirchberg gravels.

While fossil floras of nearby localities almost lack organic material at Reith, one layer bears carbonized leaves with cuticular remains of partly excellent quality. This plant-bearing clayey fine silt is rich in number of leaves and some fruit-remains but poor in species. *Salix holzeri* n.sp., *Salix* sp.-Fructus, *Fraxinus ettlingshausenii* n.sp., *Fraxinus* sp.-Fructus and *Viscum miquelii* are the most important ones.

Additionally, another layer at this site bears oxidized leaf-remains, amongst them leaves of *Potamogeton martinianus* covered by a thin, hyalin, calcitic layer bearing the outlines of turgescens epidermis cells as has recently been described from the nearby locality at Wörth near Kirchberg/Raab. Calcium precipitation in the water is regarded to be a consequence of photosynthetic processes of waterplants.

1. Einleitung

Aus der sarmatisch-pannonen Schichtfolge des oststeirischen Beckens sind bereits durch HILBER (1894), ETTINGSHAUSEN (1893), KNOLL (1904) und HÜBL (1942) von verschiedenen Fundstellen Pflanzenreste durch Artenlisten oder durch Beschreibungen der Blattmorphologie bekannt geworden. Neuere sedimentologisch-paläobotanische Bearbeitungen erfolgten durch KOVAR-EDER & KRÄINER (1988, 1990).

Umfangreiche Kenntnisse über Fundstellen fossiler Pflanzen besaß K.KOLLMANN, wie aus seiner geologischen Bearbeitung des „Jungtertiärs im Steirischen Becken“ hervorgeht (K. KOLLMANN 1964: Taf. 2). So war ihm auch die reiche Pflanzenfossilführung der bearbeiteten Fundstelle in Reith, Gemeinde Oberstorcha, Bezirk Feldbach in der Oststeiermark bekannt.

Die Lokalität Reith liegt ebenso wie der 3 km NW gelegene Aufschluß Wörth, von wo KOVAR-EDER & KRÄINER (1990) eine reiche Flora in Beziehung zur fluviatil-limnischen Faziesentwicklung beschrieben haben, im Bereich des Kirchberger Schotterniveaus.

In Reith wurden zwei fossilführende Horizonte diagnostiziert. Die tiefere Schicht zeichnet sich durch den inkohlten Erhaltungszustand der fossilen Blätter aus, der speziell bei *Fraxinus* (Esche) hervorragende Kutikularpräparation gestattete. Die Erhaltung als oxidierte Blattabdrücke wie im oberen Horizont ist hingegen in den pannonen Sedimenten der Oststeiermark häufig und üblich.

Die umfangreichen Aufsammlungen an der Fundstelle Reith wurden im Jahr 1987 vorgenommen. In der Zwischenzeit ist diese Kiesgrube verfüllt, eingeebnet und aufgefördert. Die pflanzenführenden hangenden Schichten stehen z.T. noch im SSW der ehemaligen Kiesgrube an.

Das gesamte untersuchte Fossilmaterial wird in der Sammlung der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien unter den Inventarnummern 1987/29 und 1987/45 aufbewahrt.

2. Paläobotanische Methodik

Die inkohlten Blattreste erfordern eine Fixierung. Es wurde sehr stark verdünnter PVH-Holzleim durch einen

Zerstäuber aufgebracht, wie er zur Befeuchtung von Zimmerpflanzen Verwendung findet. Zuvor wurden jedoch von jedem Blatt unbehandelte Proben der inkohlten Blattsubstanz zur kutikularanalytischen Untersuchung entnommen. Sie werden in Glasröhrchen, entweder trocken oder nach Behandlung mit Flußsäure zur Lösung des Sedimentes in Wasser mit etwas Glycerin und einem Tropfen Phenol, aufbewahrt.

Die Präparation der cuticular membrane erfolgte nach der bewährten Methode mit Schulzeschem Gemisch (KClO_3 , HNO_3) und 5 % KOH-Lösung. Die Präparate wurden mit Safranin gefärbt, in Glycerin eingebettet und mit Nagellack verschlossen.

Die kutikularanalytischen Untersuchungen wurden mit dem Lichtmikroskop-Interferenzkontrast und Rasterelektronenmikroskop durchgeführt. Prinzipiell wurden, soweit möglich, an jedem Blatt, von jedem gemessenen Zelltyp (guard-cells, trichome bases, non-modified epidermal cells etc.), an Blattober- und Blattunterseite mindestens 10 Messungen, und bei den einzelnen Arten Messungen an einer möglichst großen und damit repräsentativen Zahl von Blättern vorgenommen.

Die Nomenklatur der morphologischen Begriffe beruht auf HICKEY (1973), jene der cuticular membrane auf STACE (1965) und DILCHER (1974) und ist, um Ungenauigkeiten zu vermeiden, nicht in die deutsche Sprache übernommen, sondern im Englischen belassen (vgl. dazu KOVAR, 1982:12 ff.).

In den Synonymien finden die diakritischen Zeichen nach RICHTER (1948) Anwendung.

3. Regionalgeologische und stratigraphische Stellung

Die fluviatilen Ablagerungen des Pannoniums gehören dem abschließenden Teil der über 3000 m mächtigen Beckenfüllung des Oststeirischen Beckens an, welches ein miozänes Molassebecken der Ostalpen darstellt. Die Sedimente des Pannoniums repräsentieren die Fortsetzung der bereits im Sarmatium einsetzenden Verlandung des Steirischen Beckens.

Das tiefste Unterpannonium beinhaltet feinklastische brackisch-limnische Ablagerungen, das höhere Unterpannonium (= Pannonium Zone C) wird hingegen durch

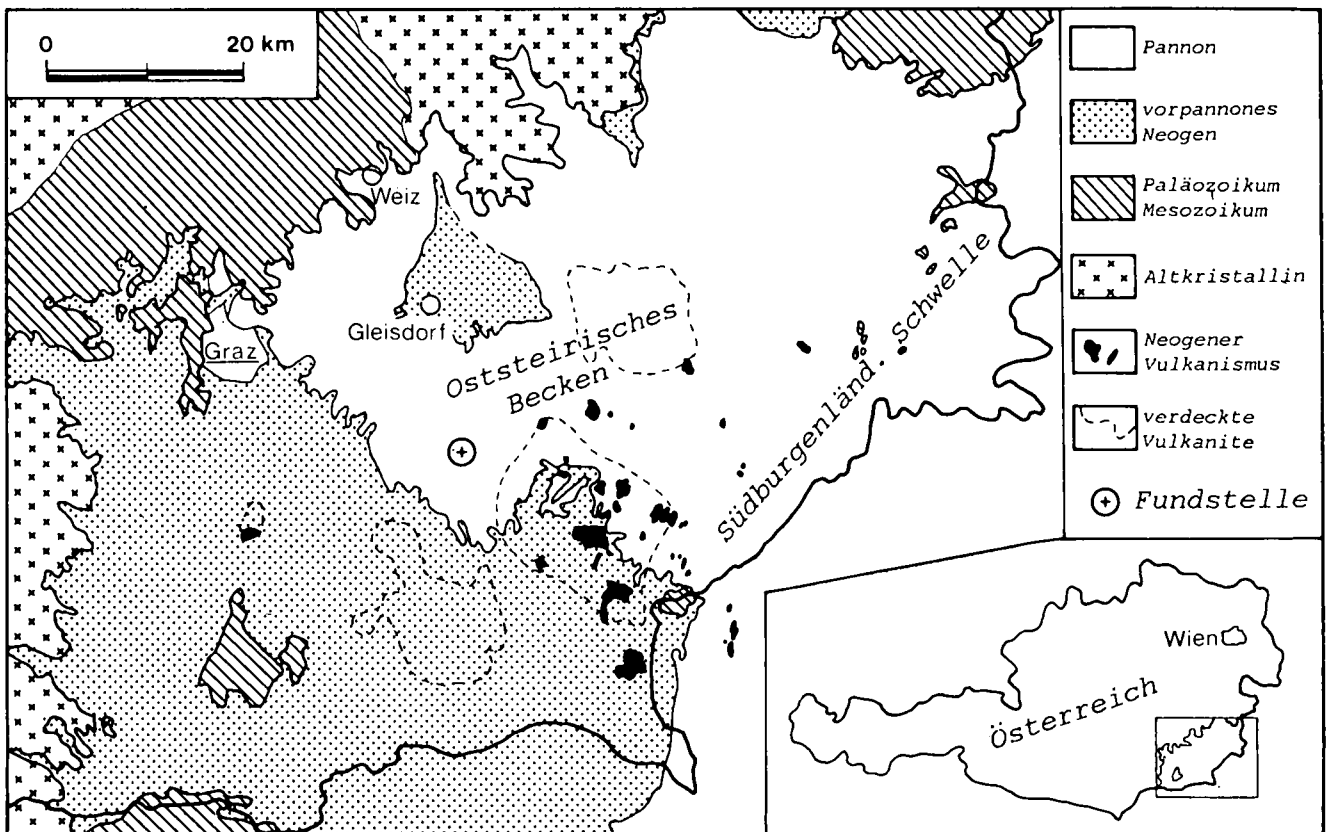


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Steirischen Beckens (stark vereinfacht), Position der Fundstelle Reith bei Unterstorcha im Raabtal.

fluviatile Ablagerungen dominiert. Die Sedimente des Pannonium C bilden eine zyklische Wechselfolge horizontal ausgebildeter Schotterkörper, welche von verschiedenen Flußsystemen abgelagert wurden, sowie ihren begleitenden Feinklastika der limnisch-fluviatilen floodplain Fazies (K. KOLLMANN, 1964; KRÄINER, 1987a, b; KRÄINER, 1989).

Die Fundstelle Reith befindet sich im Bereich des Kirchberger Schotterhorizontes (KOLLMANN, 1960:166, 1964:593f.). Die Kirchberger Schotter bilden einen im mittleren Teil des Oststeirischen Beckens lokal kartierbaren Schotterhorizont innerhalb der fluviatilen Gesamtfolge (wie auch die Kapfensteiner-, Karnerberger- und Schemmerlschotter).

Die biochronostratigraphische Einstufung dieser fluviatilen Ablagerungen in das Pannonium Zone C erfolgte basierend auf der regionalen Stratigraphie (vgl. KOLLMANN, 1964), die im wesentlichen auf Mollusken, Ostrakoden und Vertebraten beruht.

Für die Korrelation mit Bereichen außerhalb der Zentralen Paratethys siehe PAPP & al. (1985), STEININGER & al. (1988), STEININGER & al. (1990). Das Pannonium C entspricht etwa dem Zeitraum 11–10 m.a.

4. Der Aufschluß Reith

Die Schottergrube des Herrn Johann Masser (ÖK 191 Kirchbach 1:50.000, Bundesmeldenetz 6712, R 709600, H 202400) befand sich im Ort Reith bei Unterstorcha, 5 km W von Feldbach, auf 360 m Seehöhe. Sie wurde im Jahr 1987 beprobt. Durch die Höhe des aufgeschlossenen Profils (ca. 12–15 m) war eine

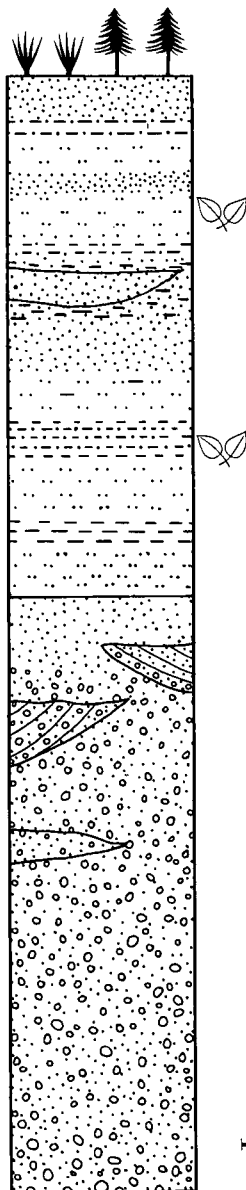
durchgehende Detailaufnahme im hangenden Teil nicht möglich.

So waren die tonigen Feinsilte mit der inkohlten Flora im SSW des Aufschlusses zugänglich, während die oxidierten Pflanzenreste des hangenden Horizontes nicht aus dem Anstehenden geborgen, sondern nur aus verstrützten Blöcken aufgesammelt werden konnten.

5. Profilbeschreibung

Es handelt sich um einen 7–8 m mächtigen Grob-/Mittelkieskörper mit zunehmender Einschaltung von Sand-/Siltkörpern und -linsen gegen das Hangende. Der Kieskörper wird von einer 5–7 m mächtigen Wechselfolge verschiedener Feinklastika überlagert, welche die fossilführenden Lagen beinhalten.

Der Kies ist in frischem Zustand medium grey bis yellowish gray und setzt sich im wesentlichen aus Quarz- und Kristallingeröllen zusammen. Karbonatgerölle sind sehr selten. In sich zeigt der Kieskörper eine Gliederung, welche durch unterschiedliche mittlere Korngrößen und Sedimentstrukturen hervorgerufen wird. Die Abgrenzung der verschiedenen Bereiche ist vor allem im liegenden und mittleren Bereich undeutlich. An internen Sedimentstrukturen treten neben vorherrschend massigen Kiesen ± deutlich ausgeprägte flache, trogförmige Schrägschichtung, Einschaltungen kleinerer Rinnen bzw. Auskolkungen mit asymmetrischen, teilweise mehrphasigen Füllungen auf. Lokal finden sich gut sortierte Feinkiese mit undeutlicher Bänderung im Dezimeter-Bereich sowie matrixfreier open-framework gravel (bis 30 cm). Grundsätzlich überwiegt



② 500–700 cm, Ton-Silt-Feinsand-Abfolge etwa 200 cm über der Basis eine Feinsiltlage von ca. 20–30 cm Mächtigkeit mit inkohlter Blatt- und Pollenflora zwischengeschaltet; Arten der Blattflora: *Fraxinus eltingshausenii*, *Salix holzeri*, *Viscum miquelii*, *Fraxinus*-Früchte, *Salix*-Früchte, *Myrica lignitum*, *Potamogeton martinianus*, Wurzelreste.

Im Hangenden dieser Lage folgen nach mehreren Metern z.T. karbonatreiche Feinsilte mit \pm parallel in dichter Anordnung liegenden oxidierten pflanzlichen Resten: *Acer tricuspidatum*, *Acer jurenaki*, *Acer* sp., *Acer* sp. – Fructus, Massenvorkommen von *Potamogeton martinianus* mit kalzitischem, hyalin-weißlichem Belag, *Potamogeton* sp. – Fructus; das Fossilmaterial dieser Lage wurde ausschließlich aus verstürzten Blöcken von bis 1 m Durchmesser geborgen.

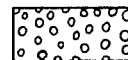
① 700–800 cm, Grobkies mit Quarz und Kristallingeröllen, untergeordnet Karbonatgerölle, an der Basis massig, gegen Hangend Abnahme der Korngrößen, Auflösung des massigen Typs in Rinnenstrukturen, zahlreiche Holzreste mit Durchmessern bis 30 cm eingesedimentiert.



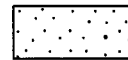
Pflanzenreste



Blatthorizont



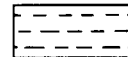
Kies



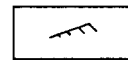
Sand



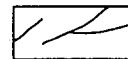
Silt



Ton



Rippelschichtung



Schrägschichtung



Abb. 2.
Geologisches Übersichtsprofil der Kiesgrube Reith.

bei den Korngrößen eine klare bimodale Kies-/Sandverteilung.

Gegen Osten zu löst sich der massige Kiestyp zunehmend in einzelne trogförmige Rinnenstrukturen (2–3 m mächtig, max. bis 12 m breit) auf, wobei schrägschichtete Kiese und Sande dominieren. Lokal beinhalten die Rinnen kleinere Subrinnen.

Bemerkenswert ist das relativ häufige Auftreten eingesedimentierter Holzstämmen und -reste in diesem Bereich. Die Stämme erreichen Durchmesser bis zu 30 cm. Die Holzsubstanz ist nicht erhalten, sodaß hohle Formen, deren Ränder durch Fe-Oxid-Krusten und Karbonat-Ausblühungen stabilisiert wurden, vorliegen. Vermutlich handelt es sich um Treibhölzer. Vereinzelt ließen sich an den Stammstücken noch Ansätze von Ästen erkennen. Basierend auf Schrägschichtungskörpern und basalen Rinnenachsen, dürfte die lokale Hauptströmungsrichtung nach SSE gerichtet gewesen sein.

Die hangenden 5–7 m mächtigen Feinklastika bilden eine Feinsand-/Silt-/Tonwechselfolge, wobei die einzelnen Korngrößen in dünnen bis mittleren Bankungsintervallen auftreten. Die einzelnen Lagen sind i.w. horizontal über die gesamte Aufschlußbreite (50 m) verfolgbar,

in einzelnen Horizonten kommt es jedoch zum Einschneiden von sandigen Kleinrinnen (max. 1,5 m).

Die tonig-siltigen Anteile der Feinklastika sind med. bluish grey, light grey bis dark grey, die Grobsilte und Sande yellowish grey bis dusky yellow gefärbt. An internen Sedimentstrukturen sind horizontale bis wellige Parallellaminationen, diverse Rippeln, Linsen- und Wechselformen in den tonigen Feinsilten hervorzuheben.

Eine stark tonige Feinsiltlage 200 cm über der Basis enthält eine Lage inkohlter Blatt- und Fruktifikationsreste, die lokal durch sekundäre Verwitterungseinflüsse oxidiert wurden.

Weiter im Hangenden befindet sich als zweiter Fossilhorizont ein karbonatreicher Feinsilt (deutliche HCl-Reaktion), mit in Lagen angereicherten ausschließlich oxidierten Pflanzenresten. Die Blätter von Wasserpflanzen (*Potamogeton*) weisen darüber hinaus einen kalzitischen hyalin-weißlichen Belag auf (siehe Kap. *Potamogeton martinianus*).

Die sedimentologischen Verhältnisse deuten darauf hin, daß der basale Kieskörper (Kirchberger Schotter) kein einmaliges Ablagerungsereignis, sondern vielmehr eine länger dauernde vielphasige Ablagerungsge-

schichte im \pm unmittelbaren Einflußbereich einer Hauptrinne repräsentiert. Dies ergibt sich insbesondere aus der unterschiedlichen textuellen Ausbildung des Kieskörpers, die durch zahlreiche interne Reaktivierungsflächen, Subrinnen sowie durch gegenseitige Überlagerung diverser Kiesbänke, Sanddünen etc. gekennzeichnet ist.

Die hangenden Feinklastika setzen relativ unvermittelt über dem Kieskörper ein. Sedimentologische Ausbildung, Sedimentstrukturen und interne Geometrie dokumentieren verschiedene Subfaziesbereiche des an die Hauptrinne angrenzenden Auegebietes, der durch kleinere Nebengerinne, lokale Autümpel etc. gegliedert war.

6. Systematischer Teil

6.1. Myricaceae

Myrica lignitum

(UNGER 1847) SAPORTA 1865

- *. 1847 *Quercus lignitum* UNG. – UNGER: 113, Taf. 31, Fig. 5–7. Parschlug.
- . 1990 *Myrica lignitum* (UNGER 1847) SAPORTA 1865 – KOVAR-EDER & KRÄINER: 19 f., Taf. 3, Fig. 1–5; Abb. 8/1–6. Wörth b. Kirchberg/Raab, Steiermark.

Beschreibung: Ein limonitisch verfärbter Abdruck eines Blattfragmentes, ohne Spitze und Basis, l (Länge der Lamina) = 65 mm, b (Breite der Lamina) = 11 mm, Blattrand entire bis schwach undulate, nur der Mittelnerv ist deutlich ausgebildet, während die Sekundärnerven – wahrscheinlich bedingt durch derbe Textur der Lamina – sehr undeutlich sichtbar sind.

Diskussion: Nur ein Blattfragment beweist das Vorkommen dieser Art auch in der Flora von Reith, wohingegen sie an der benachbarten Fundstelle Wörth sehr häufig auftritt.

Beleg: Inv.-Nr. 1987/45/331.

6.2. Aceraceae

Acer tricuspidatum

BRONN 1838 emend. WALTHER 1972

- 1838 *Acer tricuspidatum* – BRONN: Taf. 35, Fig. 10a, b. Salzhäusen.
- 1990 *Acer tricuspidatum* BRONN 1838 – KOVAR-EDER & KRÄINER: 21 f., Taf. 4, Fig. 1–6; Abb. 5/2–5. Wörth b. Kirchberg/Raab, Steiermark.

Beschreibung: teils limonitisch verfärbte Abdrücke von palmately lobed (trilobaten) Blättern, Spitzen der Blattlappen acute, acuminate (nur selten vollständig) erhalten, Blattbasis rounded bis etwas cordate, Mittellappen länger als die Seitenlappen. Mittellappen des größten vollständig erhaltenen Blattes 60 mm lang, Seitenlappen dieses Blattes 45 mm lang; Blattrand ungleichmäßig serrate, Nervaturtyp basal actinodromous.

Diskussion: Wie in Wörth fehlt auch in Reith diese häufige Art neogener Auwälder nicht. Die Blätter stammen aus isolierten, nicht anstehenden Blöcken,

in welchen sie in Lagen angereichert und vergesellschaftet mit den anderen Aceraceen-Resten und *Palmogelon martinianus* auftreten.

Beleg: Inv.-Nr. 1987/29/22, 49, 59, 64, 67 A,B.

Acer jurenakyi

STUR 1867

- *. 1867 *Acer jurenakyi* n.sp. – STUR: 195, Taf. 5, Fig. 5. Szwozowice, Polen.
- . 1990 *Acer jurenakii* STUR 1867 – KOVAR-EDER & KRÄINER: 22 f., Taf. 5, Fig. 2–5; Abb. 6/4, 5, Abb. 7/1–7. Wörth b. Kirchberg/Raab, Steiermark.

Beschreibung: Abdruck eines Blattfragmentes, Lamina palmately lobed (trilobate), basal ein zusätzlicher kleiner Lappen an einer Seite vorhanden, Mittellappen ca. 50 mm lang, deutlich an der Basis eingeschnürt, mit einzelnen großen Blattrandzähnen, Seitenlappen kürzer, um 30 mm lang, Blattrandzähne: basal und apical side convex-staigt. Nervatur sehr undeutlich erhalten, aus den in die Blattlappen ziehenden Hauptnerven verlaufen Sekundärnerven in die Blattrandzähne.

Diskussion: Weitgehende Übereinstimmung besteht zu den Funden dieser Art aus der benachbarten Lokalität Wörth.

Beleg: Inv.-Nr. 1987/29/65.

Acer sp.

Einige Fragmente von Blattabdrücken lassen sich zwar als *Acer* bestimmen, eine artliche Zuordnung ist jedoch nicht möglich. Das Blatt Inv.-Nr. 1987/29/62 könnte jedoch auch das Bruchstück eines Blattes von *Platanus* sein, jenes mit Inv.-Nr. 1987/29/26 möglicherweise ein Blatt von *Liquidambar*.

Beleg: Inv.-Nr. 1987/29/?26, 31, 34, 44, 53, 55, 56, ?62, 67C.

Acer sp. – Fructus

(Taf. 6, Fig. 7)

Beschreibung: Flügel zweier Merikarprien (Inv.-Nr. 1987/29/45) und ein geflügeltes Merikarpium (Inv.-Nr. 1987/29/68), Flügel 14 und 16 mm lang, schlank, 4 mm breit, dorsale Kante gerade, Ventrallinie gerade bis distal etwas konkav, das überlieferte Merikarpium (Inv.-Nr. 1987/29/68) mit 4 mm Durchmesser, Trennungsnarbe 3 mm lang, Winkel zwischen den Merikarprien kann bei dieser Flugfrucht mit etwa 90° angenommen werden, der Flügel umgibt das Merikarpium etwa zur Hälfte, die Nervatur verläuft ohne deutlichen Winkel aus dem Merikarpium in den Flügel.

Beleg: Inv.-Nr. 1987/29/45, 68.

6.3. Salicaceae

Salix holzeri n.sp.

(Taf. 1, Fig. 1–8, 10–13; Taf. 2, Fig. 1–7; Taf. 8, Fig. 10–16; Taf. 9, Fig. 2)

- ? 1851 *Salix cordato-lanceolata* AL. BRAUN – in STIZENBERGER: 78. Öningen.

- ? 1856 *Salix cordato-lanceolata* A. BRAUN - HEER: 30, 68 Fig. 5. Öningen.
 ? 1988 *Salix* sp. - KOVAR-EDER & KRAINER: Taf. 2 Fig. 1-6. Höllgraben b. Weiz, Steiermark.
 . 1990 *Salix* sp. - KOVAR-KRAINER: 23 f., Taf. 6, Fig. 3-6; Taf. 7, Fig. 2; Taf. 8, Fig. 1. Wörth b. Kirchberg/Raab, Steiermark.

Holotypus: Inv.-Nr. 1987/45/15.

Locus typicus: Reith bei Unterstorcha im Raabtal, Bez. Feldbach, Ost-Steiermark.

Stratum typicum: Kirchberger Schotter, Pannonium C.

Derivatio nominis: Nach Prof. Dr. Hans-Ludwig HOLZER, Graz, der die paläontologischen Studien im Tertiär des steirischen Beckens forciert.

Beschreibung: Die Blattsubstanz ist derb, schwarz und zerbricht trotz Fixierung stets in kleinste polygonale Stücke; Petiolus selten erhalten, gerade oder gebogen, bis >10 mm lang; Lamina oblong, narrow oblong, seltener narrow elliptic, elliptic, narrow ovate, lanceolate, Blattbasis häufig cordate und ±asymmetrisch, seltener rounded, Blattspitze attenuate, (bei Rekonstruktion der Fragmente) $l = ca. 70-140$ mm, jedoch auch bis mind. 160 mm, $b = 14-41$ (-ca. 50) mm, Verhältnis l/b nach Rekonstruktion (1,8) 2,6-5,7.

Blattrand simple serrate, Zähnung bereits an der Blattbasis einsetzend, tooth apex rounded, sinus acute, basal side convex, apical side meist convex (seltener concave), ss (Entfernung zweier benachbarter sinuses zweier Blattrandzähne) = 0,6-2,6 mm, h (Höhe der Blattrandzähne, gemessen durch die Normale auf die Strecke ss durch die Zahnschneide) = 0,1-0,5 mm.

Nervatur: außer dem meist geraden, selten etwas gebogenen Mittelnerv sind gelegentlich die bogenläufigen Sekundärnerven, sowie Zwischensekundärnerven sichtbar.

Cuticular membrane der Blattunterseite sehr derb, in sehr kleine polygonale Fragmente zersprungen, cuticular flanges der non-modified epidermal cells gebogen, manchmal schlecht sichtbar, Größe der non-modified epidermal cells (11) 13-24 µm, im Durchschnitt bei den einzelnen Blättern 15-16 µm.

Stomatal complexes paracytic, guard-cells lateral von den subsidiary cells stark überlappt, guard-cells und teilweise auch die subsidiary cells schwächer färbend als die non-modified epidermal cells, Länge der stomatal complexes (8) 12-22 µm, im Durchschnitt bei den einzelnen Blättern zwischen (13) 15-18 µm.

Trichome bases sehr dicht, aus kegelförmig erhobenen, radial angeordneten und etwas gestreckten trichome-base cells, poral cuticular flange der trichome-base cells verdickt, Durchmesser der trichome pore 6-12 µm, im Durchschnitt bei den einzelnen Blättern (6) 8-10 µm; trichome bases auch über den Nerven dicht, jedoch fehlt vielfach die radiale Anordnung der trichome-base cells.

Unter dem REM sind an der Außenseite der Blattunterseite nur selten die stomatal complexes als schlitzartige Öffnung sichtbar, ebenso die trichome bases kaum erkennbar (Taf. 2, Fig. 7).

Cuticular membrane der Blattoberseite derb, cuticular flanges der non-modified epidermal cells gerade, bilden polygonale Zellumrisse (9,8) 12-20 (25) µm

lang, durchschnittliche Größe bei den einzelnen Blättern (13) 15-17 µm.

Trichome bases ähnlich jenen an der Blattunterseite verstreut vorhanden, jedoch trichome-base cells weniger deutlich radial und kegelförmig orientiert.

Diskussion: An der Fundstelle Reith lassen sich die beiden massenhaft vorhandenen Arten *Fraxinus elliinghausenii* und *Salix holzeri* durch die Texturbeschaffenheit der Blätter unterscheiden. Während die Blattsubstanz von *Fraxinus* dünn und braun, die Nervatur oft bis ins Detail verfolgbar ist, und sich die Blattsubstanz in großen Teilen ablöst, sind die Blätter von *Salix holzeri* wesentlich derber, schwarz, und zerspringen in kleine polygonale Stückchen. Die Nervatur ist an den inkohlten Blättern von *Salix* nur bis zu den Sekundärnerven verfolgbar.

Die cordate ±asymmetrische Form der Blattbasis ist auch bei *Salix kicktoni* WEYLAND, einer ungezähnten Weidenart aus der Niederrheinischen Bucht (WEYLAND, 1934: 42) und Massenhausen (JUNG, 1963: 129) bekannt, fehlt jedoch bei Weiden mit gezähnten Blättern der obermiozänen und pliozänen Pflanzenlokalitäten Mitteleuropas (wie Sosnica, Domanski Wierch, Holy Cross Mts. - Polen; Massenhausen, Öningen, Achldorf, Sprendlingen, Kreuzau - Deutschland; Großenreith, Lohnsburg, Schneegattern, Vösendorf, Laaerberg - Österreich; Moravska Nova Ves - ČSFR; sarmatischen Floren Ungarns; Gabbro - Italien). Nur aus Aubenham hat KNOBLOCH (1988: 17, Taf. 12, Fig. 4) ein Blatt als *Salix varians* angeführt, dessen Basis nicht ganz vollständig, jedoch deutlich sichtbar, eingezogen (cordate) ist.

Die charakteristische Form der Blattbasis unterscheidet *Salix holzeri* bereits großmorphologisch von *Salix varians* GÖPPER, bei welcher überwiegend eine rounded Blattbasis ausgebildet ist. Zusätzlich bietet die cuticular membrane beider Arten weitere Unterscheidungsmerkmale (KNOBLOCH & KVACEK, 1976: 56). Sie ist bei *Salix varians* dünner und weist wesentlich spärlichere Behaarung der Blattunterseite auf als jene der Blätter von Reith. Deutliche epikutikuläre Striation, wie von *Salix varians* beschrieben, konnte an den zahlreichen Blättern aus Reith nicht beobachtet werden, sondern nur gelegentlich sehr feine über starken Nerven.

In Reith besitzt nur ein Blatt (Inv.-Nr. 1987/45/116, Taf. 2, Fig. 1) spärliche Behaarung an der Blattunterseite vor allem auf den Nerven. Es ist dies das Fragment eines großen Blattes von 77 mm Länge (wahrscheinlich 130-140 mm Gesamtlänge) und 35 mm Breite. Ob die geringere Behaarung dieses einen Blattes allein für die Zuordnung zu einer anderen *Salix*-Art ausreichend ist, sei mit dem derzeitigen Kenntnisstand dahingestellt.

Bei den zahlreichen Blättern von *Salix* sp. der benachbarten Fundstelle Wörth bei Kirchberg/Raab (KOVAR-EDER & KRAINER, 1990) handelt es sich der Großmorphologie zufolge aller Wahrscheinlichkeit nach um *Salix holzeri*. Der oxidierte Erhaltungszustand gestattete allerdings in Wörth keine kutikularanalytischen Untersuchungen.

Salix sp. aus dem Höllgraben (KOVAR-EDER & KRAINER, 1988:38f.) zeigt das großmorphologische Merkmal einer cordate Blattbasis nur an einem Blatt, die Blattreste sind z.T. kleiner als in Reith und Wörth. Die cuticular membrane ist jedoch jener der Blätter von

Reith weitgehend vergleichbar. Wegen der angeführten morphologischen Unterschiede ist die systematische Stellung bei *Salix holzeri* derzeit nicht als zweifelsfrei zu betrachten.

Salix hilberi ETTINGSHAUSEN 1893 sei nur deswegen erwähnt, weil diese Art aus der weiteren Umgebung der Lokalität Reith, von Pöllau (ehemals Windisch-Pöllau) SE Gleisdorf ebenfalls aus pannonischen Ablagerungen beschrieben worden ist. *Salix hilberi* wird als ganzrandig, ovate-lanceolate oder lanceolate mit acute Blattbasis charakterisiert und entspricht auch nach den beiden Abbildungen (ETTINGSHAUSEN, 1893: Taf. 1, Fig. 12, 13) nicht *Salix holzeri*.

Aus Hodonin (ČSFR, Mähren) konnten Kutikularpräparate von Weidenblättern in die vorliegenden Untersuchungen integriert werden. Ihre Kutikularstrukturen entsprechen jenen der Blätter von Reith. Die Großmorphologie ist den Autoren jedoch nicht hinreichend bekannt, sodaß über Konspezifität keine sichere Aussage getroffen werden kann. *Salix* ist in Hodonin mit *Myrica* in einem Kohlenflözchen pannonischen Alters (Zone D oder E) vergesellschaftet (KNOBLOCH, 1969: 58).

Salix cordato-lanceolata war HEER (1856: 30) nur durch die Zeichnung eines Blattes vertraut. In HANTKES (1954) Revision der Öninger Flora von Schrotzburg (mit *Salix lavateri* A. BRAUN sensu HANTKE und *Salix angusta* A. BRAUN) blieb die Art unberücksichtigt. Die Kutikularstruktur des Typus ist unbekannt. Diese Species scheint für die vorliegenden Blätter zwar in Betracht zu kommen, kann aber nicht als hinreichend fundiert angesehen werden und sollte eher verworfen werden.

Salix wird heute allgemein als Pioniergehölz bezeichnet, das vielfach an der Waldbegründung beteiligt ist. Im Lauf von fortschreitender Bestandsentwicklung wird die Weide jedoch zurückgedrängt. Die Bevorzugung offener Standorte steht in Einklang mit dem hohen Lichtbedürfnis der *Salix*-Arten (NEUMANN, 1981). *Salix holzeri* könnte entsprechend dem fossilen Vorkommen in Reith und Wörth als Pioniergehölz des Auwaldgebietes im Bereich der Kirchberger Schotter verstanden werden.

Paratypen (als solche sollen nur jene Blattreste betrachtet werden, an welchen Kutikularuntersuchungen durchgeführt wurden): Inv.-Nr. 1987/29/1, 5, 14; 1987/45/4, 8, 21, 22, 99, 104, 114, 116, 145, 147, 187, 204, 209, 233.

Belege: Inv.-Nr. 1987/29/36; 1987/45/5, 9, 14, 16–18, 20, 23–25, 27–29, 51, 52, 55, 57, 62, 64, 71–73, 76, 78, 81, 84, 85, 87, 92, 95, 96–98, 103, 106, 108, 111, 115, 117, 118, 121, 126, 131, 135, 136, 138, 142, 143, 146, 156–158, 161, 172, 177, 182–184, 188, 195, 196, 198, 202, 223, 224–227, 231, 234–236, 239, 243, 244, 246, 252, 253, 260, 262, 267, 270, 271, 274, 276, 280, 281, 288, 289, 292, 293, 295, 297, 302, 304, 308, 316, 320–326, 328, 329, 333, 334, 337.

***Salix* sp. – Fructus**

(Taf. 1, Fig. 9)

Beschreibung: Fragmente von Fruchtständen sowie Einzelfrüchte mit zweiklappig geöffneten Kapseln.

Belege: Inv.-Nr. 1987/45/188, 318, 323.

6.4. Oleaceae

***Fraxinus ettingshausenii* n.sp.**

(Taf. 3, Fig. 1–13; Taf. 4, Fig. 1–6; Taf. 5, Fig. 1–4; Taf. 6, Fig. 1–6; Taf. 8, Fig. 1–9; Taf. 9, Fig. 3,4; Taf. 10, Fig. 1,2)

Holotypus: Inv.-Nr. 1987/29/19.

Locus typicus: Reith bei Unterstorcha im Raabtal, Bez. Feldbach, Ost-Steiermark.

Stratum typicum: Kirchberger Schotter, Pannonium C.

Derivatio nominis: nach Freiherr Constantin von ETTINGSHAUSEN.

Beschreibung: Sehr zahlreiche Fragmente vor allem großer Fiederblättchen; Petiolus meist fehlend, oder sehr kurz, bei einem Fiederblättchen (wahrscheinlich Endfieder) 7 mm lang, l überwiegend unvollständig bis ca. 160 mm, zwei weitgehend vollständig l = ca. 135 und 140 mm, b = 50 bis mind. 65 mm, Form der Fiederblättchen elliptic, oblong, narrow oblong, selten schwach narrow ovate oder narrow obovate, manchmal etwas asymmetrisch, Blattbasis selten vollständig, von wahrscheinlich lateralen Fiederblättchen rounded, acute-obtuse, manchmal etwas asymmetrisch, von vermutlichen Endfiedern cuneate-decurrent, Blattspitze nur selten erhalten, acuminate; Blattrand an der Basis entire dann sehr fein – mit freiem Auge kaum sichtbar – serrate, tooth apex rounded, sinus acute, basal side rounded (straight), apical side sehr kurz, rounded-straight, h = 0,3–0,5 mm, ss = 1,2–5 mm.

Nervatur: brochidodromous, Mittelnerv gerade, die Sekundärnerven entspringen in Abständen von 5–21 mm, an der Basis auch von 2–3 mm, verlaufen untereinander nicht völlig parallel, anfangs gerade bis nur wenig gebogen und erst nahe dem Blattrand stärker gegen die Blattspitze gekrümmt, Tertiärnerven wie Nerven höherer Ordnungen wesentlich feiner als die Sekundärnerven, Verlauf random reticulate, Areolen polygonal, Anordnung der Nervenenden (veinlets) nicht deutlich erkennbar.

Cuticular membrane der Blattunterseite sehr zart, meist nur in kleinen Resten erhalten, teilweise striat (vor allem nahe den stomatal complexes, trichome bases und über Nerven), keine cuticular flanges der non-modified epidermal cells sichtbar mit Ausnahme eines Blattes (Inv.-Nr. 1987/29/8), wo ihr gerader bis etwas gebogener Verlauf vor allem in Nervennähe auffällt; von den stomatal complexes nur die stomatal aperture mit den schlank spindelförmigen cuticular ledges erhalten, Länge der stomatal aperture 11–22 µm bei „Riesenstomata“ 24–33 µm, im Durchschnitt bei den vermessenen Blättern (ohne „Riesenstomata“) 15–19 µm, inkl. „Riesenstomata“ bis 23 µm, stomatal complexes ungleichmäßig in Gruppen verteilt, auf 200×200 µm ca. 3 bis meist < 10 stomatal complexes, stets treten vereinzelt „Riesenstomata“ auf; runde, einzellige trichome bases von 7–20 µm Durchmesser (im Durchschnitt 10–15 µm) mit verdicktem poral rim zahlreich vorhanden, gelegentlich auch die z.T. noch vielzelligen peltate trichomes von 32–66 (73) µm Durchmesser erhalten, Schildzellen radial angeordnet, nur ausnahmsweise sichtbar.

Cuticular membrane der Blattoberseite etwas stärker als jene der Blattunterseite, meist deutlich striat, Um-

riß der Epidermiszellen polygonal und länglich 18–37 µm, im Durchschnitt bei den vermessenen Blättern 23–27 µm, gebogene bis etwas undulierte cuticular flanges der non-modified epidermal cells, vereinzelt trichome bases jenen an der Blattunterseite gleichend, Durchmesser 12–17 µm mit deutlicher radialer Kutikularstreifung, selten peltate trichomes mit einem Durchmesser von ca. 36 µm erhalten.

Diskussion: Morphologisch und anatomisch gut dokumentiert sind *Fraxinus ungeri* (GAUDIN in GAUDIN & STROZZI, 1859) KNOBLOCH & KVACEK 1976 durch KNOBLOCH & KVACEK (1976) und *Fraxinus angusta* HUMMEL 1983 durch HUMMEL (1983). Die *Fraxinus*-Blätter des vorliegenden Massenvorkommens weisen zu beiden Arten morphologische und anatomische Übereinstimmungen aber auch Unterschiede auf (Tab. 1). *Fraxinus ungeri* ist in der Blattform und -größe sehr ähnlich. Unterschiede zu *Fraxinus ettingshausenii* liegen in der Zähnung des Blattrandes, die bei *Fraxinus ungeri* KNOBLOCH & KVACEK (1976: 64,66) zufolge – abgesehen von der ganzrandigen Blattbasis – als „dicht“ bezeichnet wird, während sie an den vorliegenden Blättern – ebenfalls mit Ausnahme der ganzrandigen Blattbasis – unterschiedlich von vereinzelt bis dicht ausgebildet sein kann. Die cuticular membrane der Blattoberseite bei *Fraxinus ungeri* punktiert, ist an den Blättern von Reith deutlich striat. Die peltate trichomes sowie deren trichome bases sind an *Fraxinus ungeri* deutlich kleiner als an jenen von Reith. (Der Unterschied im Durchmesser der trichome bases könnte auch in unterschiedlichen Meßweisen verschiedener Autoren begründet sein, die den poral rim einschließen oder ausschließlich den Durchmesser der trichome pore angeben. In der vorliegenden Studie ist der poral rim in den Messungen inkludiert.)

Divergenzen zwischen *Fraxinus angusta* aus Ruszow und *Fraxinus ettingshausenii* aus Reith bestehen bereits augenscheinlich in der geringeren Größe der Fiederblättchen der erstgenannten Art sowie deren Form (oblong bis narrow elliptic). Unterschiede in den Kutikularstrukturen liegen in der Ausbildung der cuticular flanges der non-modified epidermal cells an der Blattoberseite, die bei *Fraxinus angusta* als „strongly undulate“ (HUMMEL, 1983: 80) bezeichnet werden, während sie bei *Fraxinus ettingshausenii* aus Reith gebogen, etwas unduliert oder auch nahezu gerade ausgebildet sein können. Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal scheint die epikutikuläre Striation darzustellen: Bei *Fraxinus angusta* ist sie entsprechend den einzelnen Zellen unterschiedlich orientiert (HUMMEL, 1983: Fig. 32/1, Taf. 53, Fig. 1). *Fraxinus ettingshausenii* weist Striation vor allem um trichome bases, stomatal complexes sowie über Nerven auf. Diese ist über zahlreiche Zellen hinweg gleich ausgerichtet (Taf. 4, Fig. 3; Taf. 6).

Aus Postorna bei Breclav (Mähren, ČSFR, vormals Pannon Zone F = Pont Zone F) konnten die Kutikularstrukturen von *Fraxinus postorensis* (nomen nudum) (KVACEK, 1965) verglichen werden. Die cuticular flanges der non-modified epidermal cells an der Blattoberseite sind deutlich unduliert ungleich *Fraxinus ettingshausenii*. Z. KVACEK erachtet heute – nach mündlicher Auskunft – *Fraxinus* von Postorna als artgleich mit *Fraxinus angusta* aus Ruszow. Jene fragmenthaft erhaltenen Blattreste aus Postorna, die auch großmorphologisch

verglichen werden konnten, stammen von kleineren Blättern, als die aus Reith.

Schließlich erscheint es wesentlich, nach KNOBLOCH & KVACEK (1976: 66) nochmals auf die Unterschiede in der Tertiär-Nervatur zwischen *Fraxinus* und *Juglans* hinzuweisen. Diese ist bei *Fraxinus* vielfach random reticulate, was KNOBLOCH & KVACEK wie folgt umschreiben: „Die Tertiärnerven sind hin- und hergeschlängelt, oftmals geknickt und verlieren sich mehr oder minder in oder zwischen der quartären Nervatur.“ An rezentem Vergleichsmaterial konnten jedoch auch Übergänge zum percurrent Typus beobachtet werden. Die Tertiärnerven von *Juglans* hingegen können meist ± deutlich als percurrent angesprochen werden.

Auf nähere Vergleiche zu rezenten Vertretern der Gattung *Fraxinus* soll an anderer Stelle ausführlich eingegangen werden, doch konnte eine gewisse Ähnlichkeit von *Fraxinus ettingshausenii* zu als *Fraxinus spæthiana* LINGELSHEIM determiniertem Herbarmaterial im Herbar des Naturhistorischen Museums Wien festgestellt werden, einer Art, die zuletzt SCHELLER (1977) bei *Fraxinus platypoda* OLIV. einordnet.

Rezente Vertreter der Gattung *Fraxinus* bevorzugen entweder Alluvionen, niedere oft Überschwemmungen ausgesetzte Flußterrassen, Hänge von Flußtälern oder auch torfige Böden mit hohem Wasserstand (SCHELLER, 1977: 78).

Für *Fraxinus ettingshausenii* kommen als Standort im Flußsystem der Kirchberger Schotter in erster Linie von Überschwemmungen beeinflusste alluviale Böden in Betracht.

Paratypen (als solche sollen nur jene Fiederblattreste, an welchen Kutikularuntersuchungen vorgenommen wurden, betrachtet werden): Inv.-Nr. 1987/29/3, 4, 7, 8, 11–13, 17, 18, 1987/45/1, 13, 30, 56, 77, 127, 129, 139, 141, 148, 160, 163, 174, 189, 197, 203, 221, 222, 259, 275.

Belege: Inv.-Nr. 1987/29/32, ?35, 57, ?58; 1987/45/2, 3, 7, 10–12, 53, 58–61, 63, 65–70, 74, 75, 79, 80, 82, 83, 86, 93, 100–102, 105, 107, 109, 110, ?112, 113, 122–124, 128, 130, 132, 134, 137, 140, 144, 149, 150, 152, 153, 155, 159, 162, 164–171, 173, 175, 176, 178–181, 186, 190–193, 199–201, 205, 206, ?208, 210–213, 215–218, 228–230, 237, 238, 240, 242, 245, 247–251, 254–258, 261, 263, 266, 268, 272, 273, 277–279, 282, 283, 286, 290, 291, 294, 298, 300, 301, 303, 305–307, 317, 320–322, 329, 332, 335, 339–344.

***Fraxinus* sp. – Fructus**

(Taf. 3, Fig. 14; Taf. 6, Fig. 8–10)

Beschreibung: die inkohlte Substanz ist trotz Konservierungsmaßnahmen stark zersplittert; Länge der Involukren bis 50 mm, Breite 7–10 mm, distales Ende des Flügels abgerundet, Angaben über das Samenfach oder etwaige Kelchreste sind nicht möglich. Cuticular membrane kräftig, manchmal in kleinste Teile zersplittert, deutlich striate Oberfläche, Zellen in Längsreihen angeordnet, vereinzelt simple trichome bases mit stark verdicktem poral rim vorhanden.

Diskussion: Die artliche Zusammengehörigkeit dieser Früchte mit den als *Fraxinus ettingshausenii* beschriebenen Blättern ist kaum zu bezweifeln, obwohl die

Tabelle 1.

Vergleich der großmorphologischen Merkmale und Kutikularstrukturen von *Fraxinus ungeri* aus Oder (KNOBLOCH & KVACEK, 1976, 63f.), *Fraxinus angusta* aus Ruszow (HUMMEL, 1983, 79f.), *Fraxinus ettingshausenii* aus Reith sowie *Fraxinus angusta* aus Postorna (KVACEK, 1965).

	<i>Fraxinus ungeri</i> Oder	<i>Fraxinus angusta</i> Ruszow	<i>Fraxinus ettingshausenii</i> Reith	<i>Fraxinus angusta</i> Postorna
Blattlänge	50–180 mm	bis ca. 100 mm	bis ca. 160 mm überwiegend >100 mm	
Blattbreite	22–60 mm	20–35 mm	40–65 mm	
Blattform	elliptic-oblong	etwas asymmetrisch narrow oblong bis narrow elliptic	etwas asymmetrisch elliptic (bis etwas narrow ovate oder obovate)	
Blattbasis der Endfiederblättchen	cuneate (keilförmig zugespitzt)		cuneate – decurrent	
Blattbasis der Seitenfiederblättchen	rounded (abgerundet) mitunter schwach asymmetrisch	asymmetrisch, an einer Seite rounded, an der anderen cuneate	rounded (acute – obtuse) asymmetrisch	
Blattspitze	?	acute, acuminate	acuminate	
Blattrand	an der Basis entire, dann dicht simple serrate (einfach gezähnt)	an der Basis entire, dann serrulate	an der Basis entire, dann sehr fein simple serrate	
Cuticular membrane der Blattoberseite	punktiert	striat; Striation über jeder Zelle anders orientiert (Taf. 53, Fig. 1)	deutlich striat; Striation vor allem bei trichome bases und Striation über längere Strecken unab- hängig von Zellen ver- laufend	striat
Cuticular flanges	gerade – gebogen	deutlich gewellt	gerade, gebogen – gewellt	deutlich gewellt
Cuticular membrane der Blattunterseite	striat	striat	striat	striat
Cuticular flanges	nicht sichtbar	kaum sichtbar, gerade, gebogen, unduliert	nicht sichtbar (Ausnahme: ein Blatt, gerade)	
Verteilung der stomatal complexes		ungleichmäßig (nach Taf. 53, Fig. 6)	ungleichmäßig in undeutlichen Gruppen	
Dichte auf 200×200 µm		6–15	3–meist <10, selten darüber	
Länge der stomatal aperture	(10–)15(–22) µm	12–24 µm	11–22 µm, Riesenstomata 24–32 µm	(16)18–26 µm bis 29 µm bei Riesenstomata
Peltate trichome- Durchmesser	(22–)30(–45) µm	30–50(65) µm	32–66(73) µm	
Trichome base- Durchmesser	– ca. 8 µm	14–18 µm	7–20 µm	16–24 µm

beiden Organe nicht in natürlichem Verband vorliegen.

Auf einigen Handstücken liegen mehrere Samaren auffälligerweise dicht, jedoch regellos nebeneinander.

Für taxonomische Untersuchungen relevante Merkmale wie das Vorhandensein von Kelchresten sowie das Herablaufen des Flügels an der Nuß sind bei dem fossilen Material nicht erhalten.

ETTINGSHAUSEN (1888: 323, Taf. 5, Fig. 13, 13a) beschrieb *Fraxinus macroptera* aus Leoben, Mützenberg (Miozän, Karpat). Es handelt sich um eine große Fruktifikation zwar ähnlich jenen von Reith, doch wird wegen der fehlenden diagnostischen Merkmale der Samaren davon Abstand genommen, die Früchte von Reith dieser Art zuzuordnen.

Belege: Inv.-Nr. 1987/45/88–91, 94, 185, 212a, 269a, 270a, 297a, 310–315.

Kutikularuntersuchungen an Inv.-Nr. 1987/45/88, 94.

6.5. Viscaceae

Viscum miquelii

(GEYLER & KINKELIN 1887) CZECZOTT 1961

(Taf. 7, Fig. 1–3, 7–9; Taf. 9, Fig. 1)

- *. 1887 *Potamogeton Miqueli* nov.sp. – GEYLER & KINKELIN: 20, Taf. 2, Fig. 4, 5. Klärbecken, Frankfurt/ Main.
- . 1911 *Viscophyllum miquelii* GEYL. et KINK. – ENGELHARDT & KINKELIN: 246, Taf. 32, Fig. 5a–p, 6a–k, 7a–c, 8a, b. Klärbecken, Frankfurt/ Main.
- . 1929 *Viscophyllum miquelii* – KRÄUSEL: 33 ff. Sosnica, Polen.
- . 1933 *Viscophyllum miquelii* ENGELHARDT – MENZEL & al.: 19, Taf. 4, Fig. 9, 10. Klettwitz, Niederlausitz, Sachsen.
- . 1954 *Viscophyllum miquelii* – RETTSCHLAG: 332, Taf. 3, Fig. 4. Klettwitz (Oberflöz), Niederlausitz, Sachsen.
- . 1961 *Viscum miquelii* (ENGELHARDT) comb.nov. – CZECZOTT: 115, Taf. 22, Fig. 8. Sosnica, Polen.

Beschreibung: Zwei große Blattreste; Blatt mit Inv.-Nr. 1987/45/194 (Taf. 7, Fig. 1):

Lamina derb, ovate, l = 75 mm, b = 50 mm, Verhältnis l/b = 1,5; Blattbasis unvollständig, Blattspitze rounded, Blattrand entire, 5 (?6) Hauptnerven ziehen von der Blattbasis gegen apikal, erreichen jedoch nicht die Blattspitze, sondern gabeln sich, die äußeren früher, der mittlere erst im apikalen Spreitendrittel ein- bis mehrmals; an manchen Stellen ist der reticulate Verlauf der Nerven höherer Ordnungen erkennbar; der Nervaturtyp ist ähnlich dem perfect-reticulate-actinodromous Typ, jedoch dürften die Hauptnerven direkt aus der Blattbasis entspringen.

Das Blatt mit Inv.-Nr. 1987/45/154 (Taf. 7, Fig. 2,3) ist kleiner, der Petiolus dick, ca. 4 mm lang, Lamina suborbiculate, derb, l = 40 mm (nicht ganz vollständig), b = ca. 35 mm, Verhältnis l/b ca. 1,1, Blattbasis rounded und in den dicken Petiolus überlaufend, Blattspitze unvollständig (? rounded), Blattrand entire; aus dem Blattstiel entspringen zahlreiche stärkere und in weiterer Folge zwischen diesen schwächere, subparallel verlaufende Hauptnerven, soweit erkennbar, erreichen die Hauptnerven den Blattrand nicht, sondern gabeln sich ein- bis mehrmals.

Cuticular membrane der Blattunter- und Blattoberseite derb, amphistomatic, cuticular flanges der non-modified epidermal cells gerade bis schwach gebogen, Zellkonturen in der Mitte papillenartig verdickt, stomatal complexes paracytic.

Bei Blatt Inv.-Nr. 1987/45/194 Größe der non-modified epidermal cells (58)65–122 µm, auf einer Seite beträgt die durchschnittliche Größe 84 µm, auf der anderen 92 µm; Länge der stomatal complexes (59)61–85 µm, durchschnittlich 72 µm auf beiden Seiten des Blattes.

Bei Blatt Inv.-Nr. 1987/45/154 Größe der non-modified epidermal cells 67–134 µm, durchschnittlich 98 µm, Länge der stomatal complexes 79–91 (116) µm, durchschnittlich 86 µm.

Diskussion: In den miozänen Floren Europas werden auf der Basis der Blattgestalt zwei Arten *Viscum morlotii* (UNGER) KVACEK und *Viscum miquelii* (GEYLER & KINKELIN) CZECZOTT unterschieden (KNOBLOCH & KVACEK, 1976: 67 ff.).

Aus dem jüngeren Miozän der Steiermark sind einige Fundorte mit dem teilweise massenhaften Auftreten von *Viscum morlotii* bekannt – Kainberg bei Graz, Kumberg, Kl. Semmering, Hochwald bei Obdach, Höllgraben b. Weiz (UNGER, 1852; KNOLL, 1904, KOVAR-EDER & KRAINER, 1988).

Keiner der beschriebenen Funde besitzt jedoch annähernd die Größe und Form der nun vorliegenden beiden Blätter, die sich am ehesten bei *Viscum miquelii* einordnen lassen. Das Blatt mit Inv.-Nr. 1987/45/194, Taf. 7, Fig. 1, ist mit 75x50 mm (LängexBreite) jedoch auch für diese Art ein auffallend großes. Das bisher größte Blatt dieser Art war von Klettwitz (Lautsitz, Sachsen) beschrieben (RETTSCHLAG, 1954: 332, Taf. 3, Fig. 4) und mißt 55 mmx31 mm.

Auffallend ist an den untersuchten Blättern von Reith auch die unterschiedliche Größe der stomatal complexes: jene des etwas kleineren Blattes sind größer als die des größeren.

Von GIVULESCU (1979: 96) wurden aus Chiuzbaia neue Arten der Viscaceen-Loranthaceen angeführt, von welchen zumindest *Viscum rotundifolia* GIVULESCU 1979 mangels diagnostischer Merkmale zur Abgrenzung

einer neuen Species zu *Viscum miquelii* gestellt werden könnte (vgl. auch JÄHNICHEN, 1991).

Bei Betrachtung der Flora von Reith fällt insgesamt die verhältnismäßige Großblättrigkeit der wenigen nachgewiesenen Arten (*Salix*, *Fraxinus*) auf. Wie weit Auswirkungen günstiger Standortbedingungen (Substrat und Wasserhaushalt) für Baum- und Straucharten auch positiv auf die Entwicklung schmarotzender Mistelarten wirken, wäre an rezenten Arten zu überprüfen, ebenso wie die Rolle kleinklimatischer Faktoren.

Belege: Inv.-Nr. 1987/45/154, 194.

6.6. Potamogetonaceae

Potamogeton martinianus

SITAR 1969

(Taf. 7, Fig. 4–6,10,11)

- ? 1851 *Potamogeton Bruckmanni* (nomen nudum) – A. BRAUN in STIZENBERGER: 76. Öningen.
- ? * 1855 *Potamogeton Bruckmanni* A. BRAUN – HEER: 102, Taf. 47 Fig. 7. Öningen.
- . 1969 *Potamogeton martinianus* n.sp. – SITAR: 112 f., Taf. 22, Abb. 4; Taf. 23, Abb. 3,4; Taf. 27, Abb. 1,2, Textabb. 2. Martin, Turiec-Becken, ČSFR.
- . 1990 *Potamogeton bruckmanni* A. BRAUN in HEER 1855 – KOVAR-EDER & KRAINER: 25. Wörth b. Kirchberg/Raab, Steiermark.
- . (in Druck) *Potamogeton martinianus* – KOVAR-EDER, Wörth b. Kirchberg, Reith im Raabtal, Steiermark.

Beschreibung: in Blattlagen angereicherte, sehr zahlreiche elliptisch-ovale Blätter, gelegentlich an Stengeln von 1–2 mm Breite sitzend, häufig als Fragmente erhalten, l = 30–40 mm, b = 25–32 mm, Blattrand entire, außer einem geraden Mittelnerv verlaufen lateral zu diesem an jeder Seite der Lamina mehrere (4–7) Nerven bogenförmig von der Blattbasis bis in die Blattspitze, zwischen diesen Nerven stehen schräg, etwas gebogen, querverbindende (percurrent) Nerven, die manchmal auch gegabelt sind; Längsnervatur und querstehende Nerven bewirken eine auffallende Felderung der Lamina bei der Mehrzahl der Blätter; ein glänzender hyaliner Belag überzieht die meisten Blätter, er weist die Zellstruktur der Epidermis, in parallelen Reihen liegende Zellen, auf, stomatal complexes konnten nicht festgestellt werden.

Diskussion: Der kristallinische, hyalin-durchscheinende, kalzitische Belag, der die Blätter dieser Wasserpflanze überzieht, ist wie in Wörth, auf Kalkausfällung zurückzuführen, die durch pflanzliche Assimilation und dadurch bedingte CO₂-Reduktion in Gewässern verursacht wird (KOVAR-EDER & KRAINER 1990, KOVAR-EDER in Druck).

Dieses beschriebene Massenvorkommen von *Potamogeton* entspricht jenem von der benachbarten Fundstelle Wörth (KOVAR-EDER & KRAINER, 1990) ohne Vorbehalt. Nicht nur Größe und Form der Blätter, ihre zahlenmäßige Anreicherung sowie der besondere Erhaltungszustand, sondern auch das Auftreten von *Potamogeton*-Früchten als limonitisierte Abdrücke wurde bereits von Wörth beschrieben. Im Anschluß von Reith konnte eine derartige Lage aus nicht mehr anstehenden Blöcken geborgen werden.

Die Art *Potamogeton bruckmannii* ist, wie an anderer Stelle bereits ausgeführt, mit nomenklatorischen Problemen behaftet, und beruht zudem auf einem einzelnen Blattrest, der HEER nur durch eine Abbildung von A. BRAUN bekannt war (HEER, 1855: 102).

Aus Martin im Turiec-Becken in den westlichen Karpaten, Slowakei beschreibt SITAR (1969: 112f.) aus dem Grenzbereich Sarmat/Pannon *Potamogeton martinianus*. Die Blätter dieser Art sind größer (60–90 mm lang, 40–50 mm breit) als jene von Reith und Wörth, gleichen diesen sonst jedoch weitgehend. Sie zeigen die charakteristischen, durch den Nervaturverlauf bedingten, Wölbungen wie an jenen der steirischen Fundstellen vorhanden. Den Ausführungen SITARS ist kein Hinweis auf gehäuftes (massenhaftes) Auftreten zu entnehmen, doch die Abbildungen auf Taf. 22, Abb. 4, und Taf. 27, Abb. 1, zeigen zwei bis mehrere Blattreste dicht nebeneinander liegend.

Die Ähnlichkeiten zwischen *Potamogeton martinianus* aus Martin im Turiec Becken und den Blättern aus Reith und Wörth sind trotz des vorhandenen Größenunterschiedes so groß, daß sie nun als konspezifisch betrachtet werden. Aus der sarmatischen Flora der Gor Swietokrzyskich (Holy Cross Berge, Süd-Polen) beschreibt schließlich ZASTAWNIAK (1980: 85) ein Blattbruchstück mit charakteristischer Nervatur, jedoch fehlen diesem Blattbasis und -spitze sowie der Blatt- rand, wodurch ein Vergleich mit den österreichischen Funden kaum möglich ist.

Belege: Inv.-Nr. 1987/29/21–23, 25–30, 37, 39–43, 46, 47, 51, 52, 54, 55, 59–61, 63, 64, 66, 67; 1987/45/319.

Potamogeton sp. – Fructus

Beschreibung: Die charakteristischen Abdrücke isolierter Früchte sind auf einigen Handstücken nachzuweisen.

Belege: Inv.-Nr. 1987/29/38, 50, 56.

7. Palynologische Untersuchungen

(durch R. ZETTER)

Es wurde eine Probe aus jenem Sediment, welches die inkohlte Blattflora führt, untersucht. Dieses Sediment war das einzige für palynologische Untersuchungen geeignete in diesem Aufschluß.

Schlechter Erhaltungszustand kennzeichnet die Pollen und bedingte Schwierigkeiten bei ihrer Bestimmung. Nachgewiesen wurden folgende Taxa:

Koniferen

- Pinus* 35 (Pollenkörner)
- Cathaya* 15
- Cedrus* 4
- Taxodiaceae 5
- Ginkgo* 4
- Abies* 2

Angiospermae, Bäume, Sträucher

- Ulmus* 30
- Oreomunnea* 22
- Carya* 16
- Carpinus* 11
- Salix* 11
- Quercus* 9

- Castanopsis* 9
- Alnus* 8
- Myrica* 8
- Betula* 7
- Zelkova* 7
- Castanea* 5
- Mastixioideae 5
- Fraxinus* 5
- Liquidambar* 5
- Acer* 4
- Fagus* 3
- Pterocarya* 3
- Tilia* 3
- Reveesia* 2
- Ilex* 1
- Vitaceae 1

Gräser, Kräuter, Wasserpflanzen

- Pteridophytensporen 12
- Potamogeton* 8,
- Poaceae 3
- Chenopodiaceae 3
- Apiaceae 1
- Compositae 1
- Sparganium* 1

8. Paläoökologische Auswertung

Der Versuch einer Auswertung fossiler Floren hat vor allem die jüngsten aktuopaläontologischen Untersuchungen von FERGUSON (1985) und GASTALDO & al. (1989) im Labor und Freiland zu berücksichtigen. Danach trägt jeder fossilführende Horizont, auch solche mit schlechter Erhaltung der pflanzlichen Reste, zum Verständnis der Vegetationsverhältnisse bei. Die Auswertung der Fossilführung führt zu einer fragmentarischen Rekonstruktion der lokalen Vegetationsverhältnisse. Der prozentuelle Anteil fossiler Blattreste entspricht nicht notwendigerweise dem tatsächlichen Anteil in der Vegetation. Kräuter und Sträucher sind gegenüber Bäumen meist unterrepräsentiert. Zahlreiche klimatische, standörtliche und sedimentologische Faktoren können unterschiedliche Fossilvergesellschaftungen bewirken. Das vorsichtige Abwägen des detaillierten Fossilbefundes ermöglicht zusammen mit dem Verständnis der sedimentologisch relevanten Prozesse eine begrenzte Rekonstruktion der paläoökologischen Verhältnisse.

An der Fundstelle Wörth (KOVAR-EDER & KRÄINER, 1990) konnten verschiedene Standorte mosaikartig innerhalb jener Vegetation differenziert werden, welche in der Abfolge der verschiedenen Subfaziesbereiche des abgelagerten Flußsystems ausgebildet waren. In Reith liegen nun zwei weitere in ihrer artlichen Zusammensetzung artenarme, unterschiedliche Thanatozöosen vor.

Aus dem liegenden pflanzenführenden Horizont, welcher die inkohlte Florula führt, sind *Salix holzeri* (Weide), *Salix* sp. – Fructus, *Fraxinus eltingshausenii* (Esche), *Fraxinus* sp. – Fructus, *Viscum miquelii* (Mistel) dokumentiert. Lateral konnten aus dem gleichen Horizont – allerdings als oxidierte Abdrücke – zusätzlich zu *Salix* und *Fraxinus* Wurzelreste sowie *Myrica lignitum* (Gagelstrauch) und ein Blatt von *Potamogeton martinianus* nachgewiesen werden.

Als Ursache für die unterschiedliche Fossilhaltung, die sich im Bereich von wenigen cm ändert (inkohlierte – oxidierte Erhaltung), kommen sekundäre Verwitterungsprozesse in Frage.

Die *Salix-Fraxinus*-Thanatozönose kann als bisher noch nicht diagnostizierte artenarme Standortvariante innerhalb dieser flußbegleitenden Wälder betrachtet werden, wenn auch selektive Zusammenschwemmung der Reste weniger Arten nicht gänzlich auszuschließen ist. Für die erste Variante spricht der Umstand, daß beide Arten von Blättern ausschließlich mit Fruktifikationen derselben Gattungen, wahrscheinlich derselben Arten, vergesellschaftet sind. Die Samaren von *Fraxinus* liegen gelegentlich zu mehreren unorientiert nebeneinander. Die fossil nur sehr selten erhaltenen Kutikeln von *Fraxinus* weisen in Reith einen z.T. hervorragenden Erhaltungszustand auf. So ist auch für diese Blätter und Fruchtreste kaum mit Transport über größere Entfernung zu rechnen, vermutlich lag ihr Standort sehr nahe zu dem Ort ihrer Einbettung. Der pflanzliche Detritus gelangte rasch unter konservierende Bedingungen.

Salix holzeri kann als Pioniergehölz in der Landschaft des Kirchberger Flußsystems betrachtet werden. Für *Fraxinus* werden ebenfalls alluviale Böden als Standorte vermutet. Wahrscheinlich tolerierten diese Arten häufige oder zumindest gelegentliche Hochwässer.

Eine Besonderheit stellt die erstmals aus diesem Gebiet beschriebene Mistel, *Viscum miquelii*, dar. Es handelt sich um ausnehmend große Blattreste. In wie weit sich hier günstige (nährstoffreiche) Standortverhältnisse des Wirtes vorteilhaft auf die Größe vegetativer Organe von Schmarotzern auswirkten, ist fraglich.

Basierend auf dem Fossilvorkommen ist keine Aussage über die Wirtspflanzen dieser Mistel möglich. Die derben Blätter von *Viscum miquelii* könnten einem gewissen Transport vor ihrer Einbettung unterlegen sein. Da sie jedoch trotz ihrer Größe weitgehend vollständig erhalten sind, scheint die Annahme einer eher geringen bis minimalen Verfrachtung wahrscheinlicher.

Der hangende Profilhorizont konnte – wie bereits erwähnt – ausschließlich durch verstürzte Blöcke bis etwa 1 m Durchmesser untersucht werden. Die artliche Komposition der schlecht erhaltenen Blätter umfaßt *Acer tricuspidatum*, *Acer jurenaki*, *Acer* sp. – Fructus (Ahorne), *Potamogeton martinianus*, *Potamogeton* sp. – Fructus (Laichkraut) sowie unbestimmbare phytogene Reste. Die genannten *Acer*-Arten sind auch bereits von Wörth bekannt und als Arten flußbegleitender Auwälder zu betrachten. Die dichtgepackten zahlreichen Blattreste von *Potamogeton*, die auch mit einzelnen Fruchtabdrücken vergesellschaftet sind, deuten auf Ablagerung der pflanzenführenden karbonatreichen Feinsilte in einem

Stillwasserbereich hin. Für die Blätter von *Potamogeton* kann kein Transport über längere Distanz angenommen werden.

Pflanzliche Assimilation führte zur Reduktion des CO₂-Gehaltes in diesem Stillwasserbereich. Dies wiederum bewirkte Kalkausfällung aus dem Wasser, auf lebende pflanzliche Organe – wie die Blätter von *Potamogeton*. Fossil überliefert ist der kalzitische, hyaline Belag, der die Abdrücke der turgeszenten Epidermiszellen der *Potamogeton*-Blätter birgt.

In diesem Sediment könnte die Überlieferung eines Augewässers (Tümpel bzw. Altarm) einer verlandenden Subrinne innerhalb des Auegebietes vorliegen. Ähnliche Bedingungen konnten auch an der Fundstelle Wörth rekonstruiert werden (KOVAR-EDER & KRÄINER, 1990: 25, KOVAR-EDER in Druck).

Die Pollenuntersuchungen lieferten über den Befund der Makroreste hinaus ein wesentlich weiteres Spektrum an Taxa. Die durch Blätter und Früchte nachgewiesenen Gattungen *Fraxinus*, *Salix*, *Acer*, *Myrica* und *Potamogeton* sind auch unter den Pollen vorhanden. Hinzutretenden temperate Taxa, die teilweise in der flußbegleitenden Landschaft z.T. in Abhängigkeit von der Höhe des Grundwasserspiegels und außerhalb dieser gedeihen sein könnten (*Liquidambar* – Amberbaum, *Quercus* – Eiche, *Castanea*, *Fagus* – Rotbuche, *Betula* – Birke, *Carpinus* – Hainbuche, *Alnus* – Erle, *Carya* – Hickory, *Pterocarya* – Flügelnuß, *Ulmus* – Ulme, *Zelkova* – Zelkovie, *Tilia* – Linde, *Ilex* – Stechpalme). Andere (*Cathaya*, *Cedrus* – Zeder, *Abies* – Tanne) könnten aus den Höhen der weiteren Umgebung eingeweht worden sein, die auch z.T. als Liefergebiet der klastischen Sedimente in Betracht kommen. Bemerkenswert ist das Vorkommen der als Mastixioideae, *Oreomunnea*, *Castanopsis* und speziell als *Reveesia* gedeuteten Pollen, in der sonst gemäßigten Pollenflora. Es sind dies wärmeliebende Komponenten, die ebenfalls aus der azonalen flußbegleitenden Vegetation durch Blatt- und Fruchtfunde nicht zu dokumentieren sind.

Dank

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse wurden im Rahmen des Projektes 6051 „Beckenanalyse des Steirischen Tertiärs“ des Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung gewonnen. Herr Prof. Dr. H.-L. HOLZER (Graz), Leiter des Projektes, unterstützte das Zustandekommen dieser Arbeit. Herr W. PRENNER (Naturhistorisches Museum) war bei den Geländearbeiten behilflich. Frau A. SCHUMACHER (ebendort) fertigte die Fotos an. Frau K. REPP (ebendort) führte graphische Arbeiten aus.

Allen genannten Personen und Institutionen gilt unser herzlicher Dank.

Tafel 1

***Salix holzeri* n.sp.**

Variation der Blattmorphologie (Größe, Form, Blattbasis und -spitze).

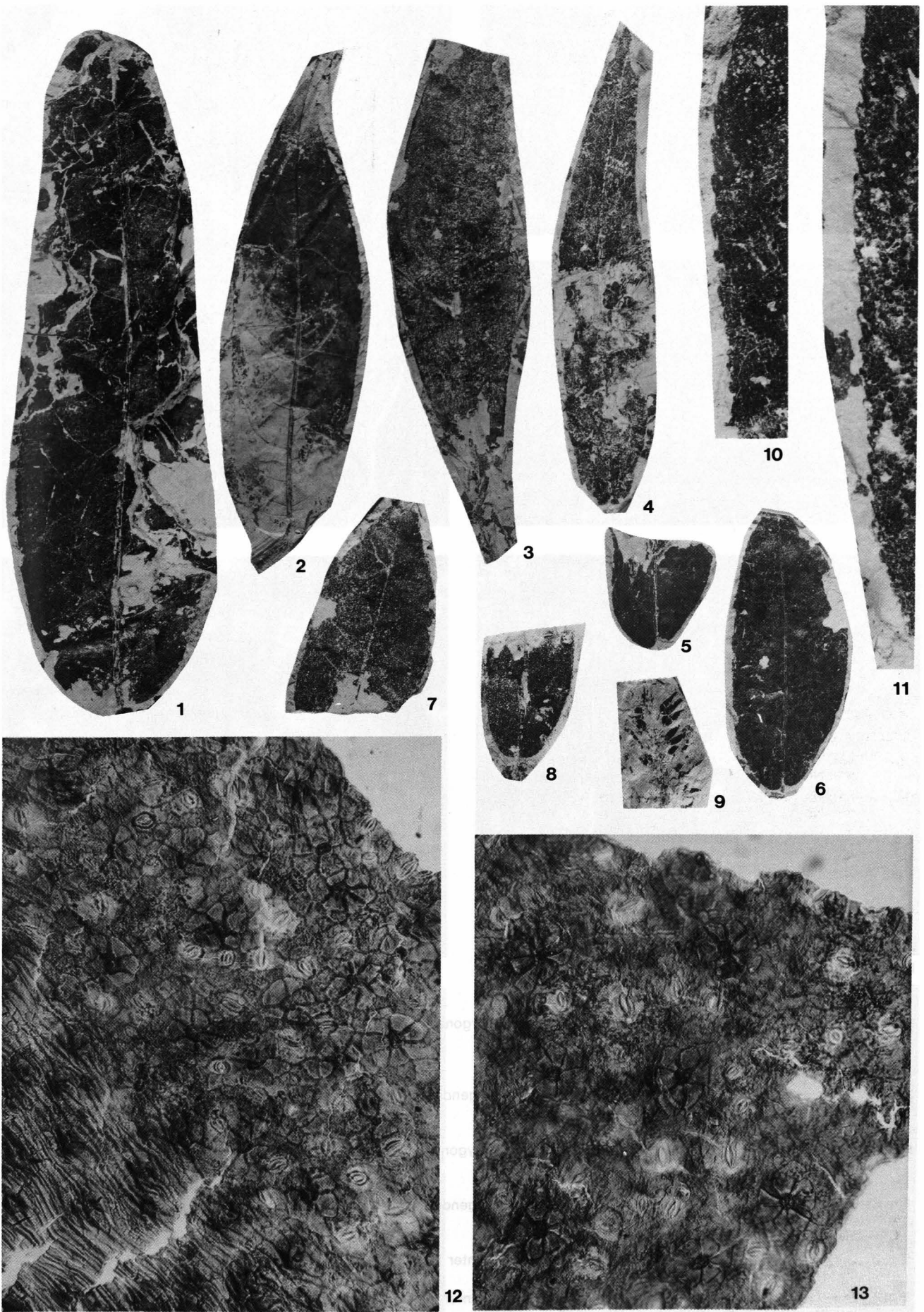
- Fig. 1: Ein besonders großes Blatt, Lamina narrow oblong.
Inv.-Nr. 1987/45/99; Vergr. 0,8x.
- Fig. 2: Lamina narrow oblong (narrow elliptic), Blattspitze attenuate (long acuminate).
Inv.-Nr. 1987/29/36; Vergr. 0,8x.
- Fig. 3: Fragment eines großen Blattes ohne Basis und Spitze mit derber Textur.
Inv.-Nr. 1987/45/22; Vergr. 0,8x.
- Fig. 4: Holotypus, Lamina lanceolate, Blattbasis cordate, Blattspitze (obwohl unvollständig) wahrscheinlich attenuate.
Inv.-Nr. 1987/45/15; Vergr. 0,8x.
- Fig. 5: Blattbasis cordate, asymmetrisch.
Inv.-Nr. 1987/45/187; Vergr. 0,8x.
- Fig. 6: Ein kleineres Blatt, Lamina elliptic mit deutlich asymmetrischer cordate Blattbasis.
Inv.-Nr. 1987/45/209; Vergr. 0,8x.
- Fig. 7: Ein kleineres Blatt, Lamina elliptic.
Inv.-Nr. 1987/45/204; Vergr. 0,8x.
- Fig. 8: Blattbasis rounded.
Inv.-Nr. 1987/29/14; Vergr. 0,8x.

***Salix* sp. – Fructus**

- Fig. 9: Fragment eines Fruchtstandes mit geöffneten Kapseln.
Inv.-Nr. 1987/45; Vergr. 0,8x.

***Salix holzeri* n.sp.**

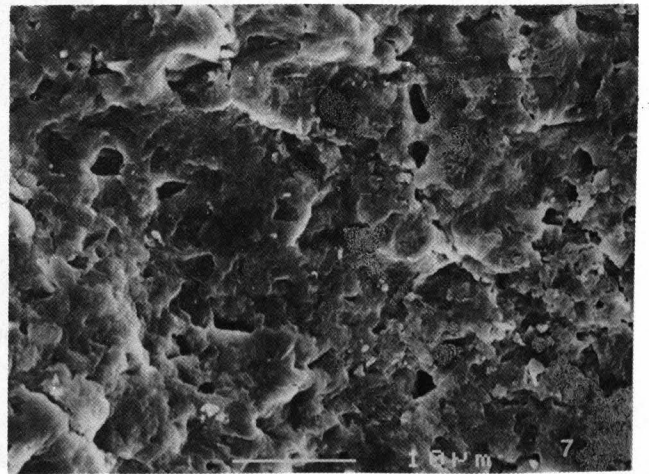
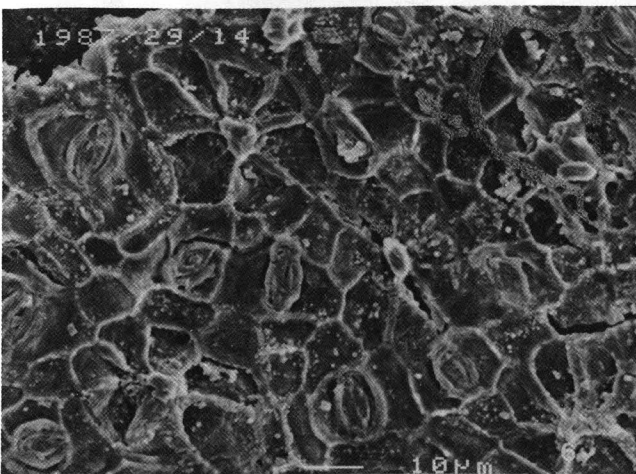
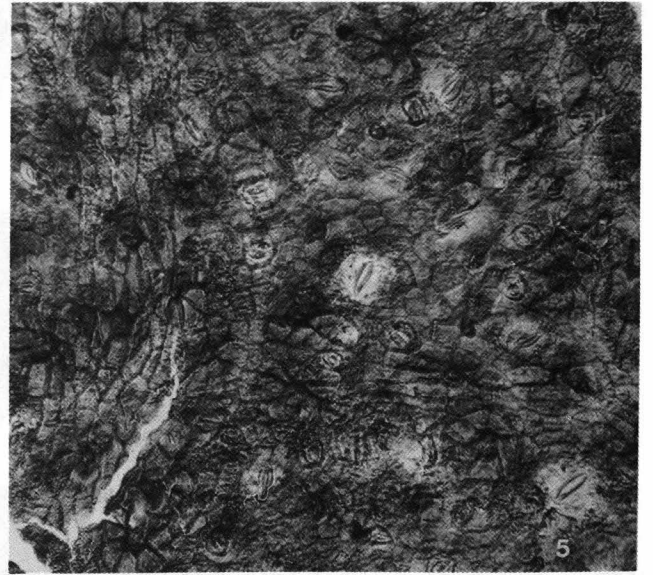
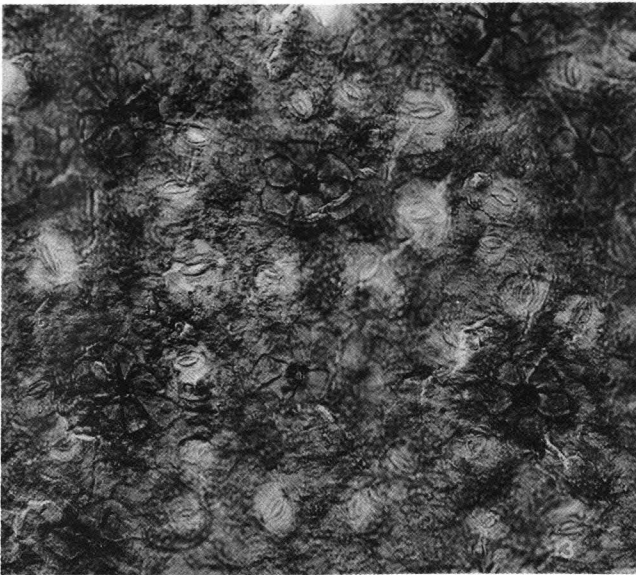
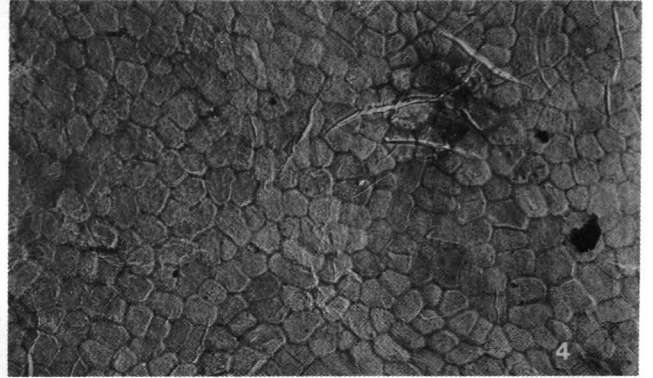
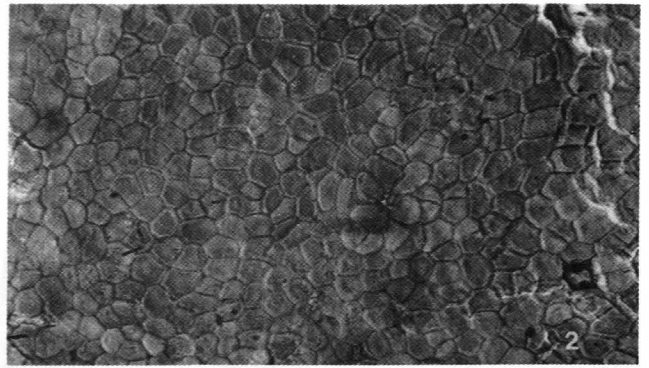
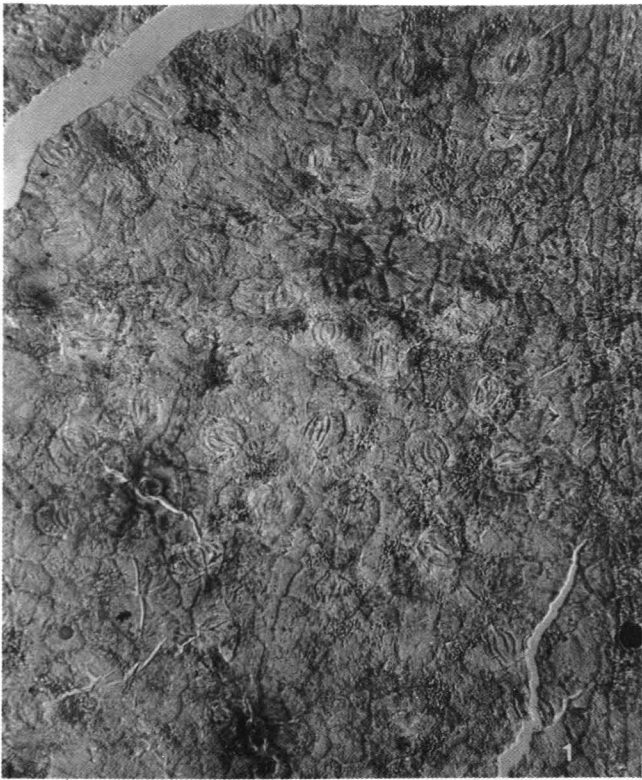
- Fig. 10: Zähnung des Blattrandes.
Inv.-Nr. 1987/45/209; Vergr. 4x.
- Fig. 11: Zähnung des Blattrandes.
Inv.-Nr. 1987/45/233; Vergr. 4x.
- Fig. 12: Cuticular membrane der Blattunterseite mit paracytic stomatal complexes und deutlichen trichome bases.
Inv.-Nr. 1987/45/15/2; Vergr. ca. 320x.
- Fig. 13: Cuticular membrane der Blattunterseite mit paracytic stomatal complexes und deutlichen trichome bases.
Inv.-Nr. 1987/45/204/1; Vergr. ca. 320x.



Tafel 2

***Salix holzeri* n.sp.**

- Fig. 1: Cuticular membrane der Blattunterseite.
Trichome bases nur spärlich vorhanden.
Inv.-Nr. 1987/45/116/1; ca. 320×.
- Fig. 2: Cuticular membrane der Blattoberseite, derb, mit polygonalen Konturen der non-modified epidermal cells und vereinzelt trichome bases.
Holotypus.
Inv.-Nr. 1987/45/15/1; ca. 320×.
- Fig. 3: Cuticular membrane der Blattunterseite mit dicht liegenden paracytic stomatal complexes und deutlich kegelförmigen trichome bases.
Inv.-Nr. 1987/45/204/1; ca. 320×.
- Fig. 4: Cuticular membrane der Blattoberseite, derb, mit polygonalen Konturen der non-modified epidermal cells und einer trichome base.
Inv.-Nr. 1987/45/116/1, ca. 320×.
- Fig. 5: Cuticular membrane der Blattunterseite mit dicht liegenden paracytic stomatal complexes und deutlich kegelförmigen trichome bases.
Inv.-Nr. 1987/29/14/2, ca. 320×.
- Fig. 6: Cuticular membrane der Blattunterseite von innen unter dem REM.
Inv.-Nr. 1987/29/14, ca. 800×.
- Fig. 7: Cuticular membrane der Blattunterseite von außen unter dem REM.
Inv.-Nr. 1987/45/8, ca. 1600×.



Tafel 3

***Fraxinus ettingshausenii* n.sp.**

Variation der Blattmorphologie

- Fig. 1: Serration am linken Blattrand sichtbar.
Inv.-Nr. 1987/45/189; Vergr. 0,8x.
- Fig. 2: Lamina \pm elliptic, Basis rounded, feine Serration am rechten Blattrand.
Inv.-Nr. 1987/45/1; Vergr. 0,8x.
- Fig. 3: Lamina elliptic.
Inv.-Nr. 1987/45/141; Vergr. 0,8x.
- Fig. 4: Fiederblättchenfragment mit deutlicher Nervatur, Sekundärnervenverlauf brochidodromous, Nerven der höheren Ordnungen random reticulate.
Inv.-Nr. 1987/45/174; Vergr. 0,8x.
- Fig. 5: Fragment einer Lamina narrow oblong.
Inv.-Nr. 1987/45/56; Vergr. 0,8x.
- Fig. 6: Fragment der Basis eines großen Fiederblättchens.
Holotypus.
Inv.-Nr. 1987/29/19; Vergr. 0,8x.
- Fig. 7: Asymmetrische, obtuse Basis eines Fiederblättchens.
Inv.-Nr. 1987/45/129; Vergr. 0,8x.
- Fig. 8: Lamina narrow ovate.
Inv.-Nr. 1987/45/160; Vergr. 0,8x.

Serration des Blattrandes

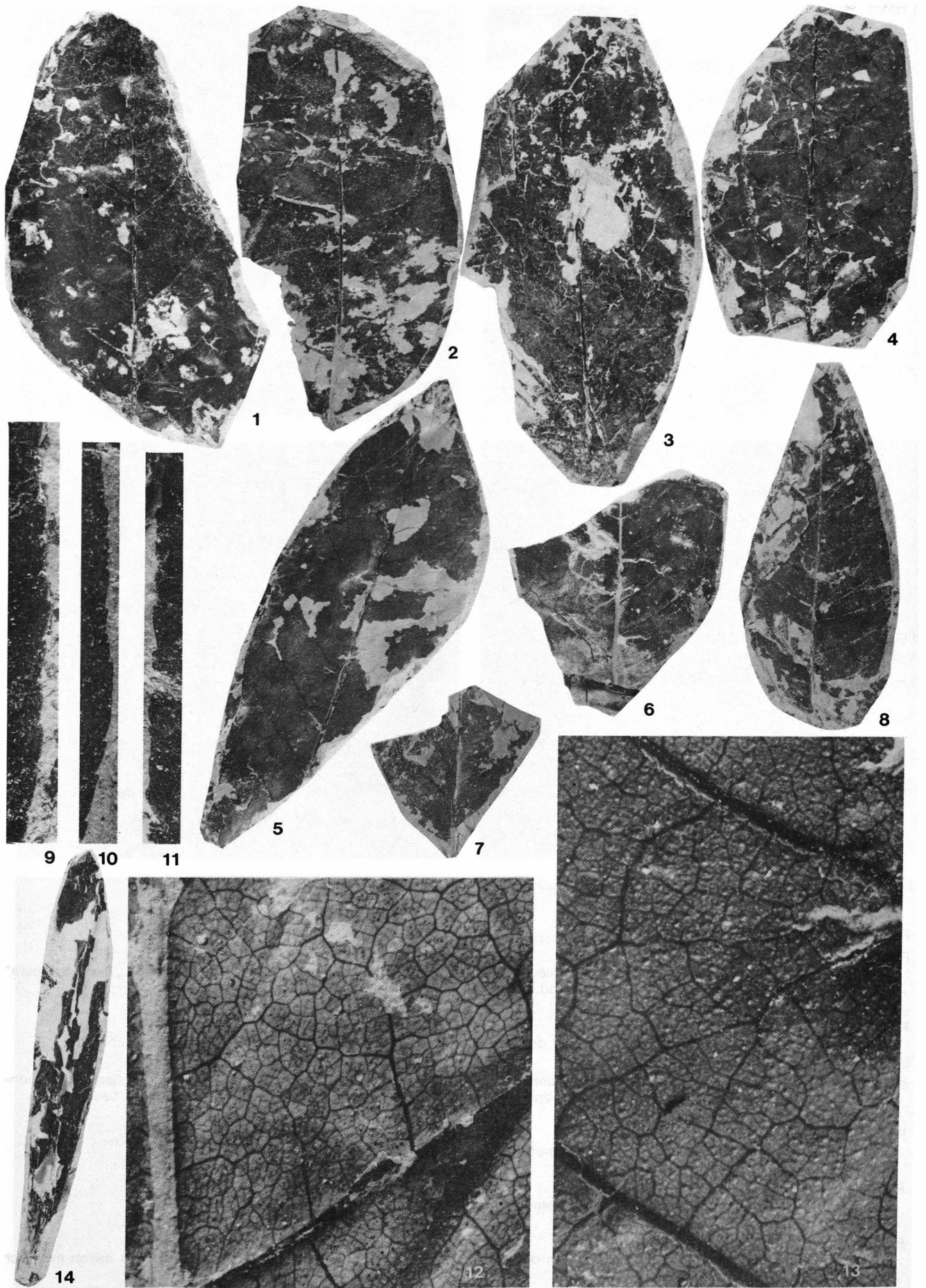
- Fig. 9: Inv.-Nr. 1987/45/181; Vergr. 4x.
- Fig. 10: Inv.-Nr. 1987/45/1; Vergr. 4x.
- Fig. 11: Inv.-Nr. 1987/45/189; Vergr. 4x.

Verlauf der Nervatur

- Fig. 12: Links der Mittelnerv, von links unten nach rechts Mitte ein Sekundärnerv, Tertiärnerven und Nerven höherer Ordnungen verlaufen random reticulate.
Inv.-Nr. 1987/45/203; Vergr. 8x.
- Fig. 13: Nervaturverlauf random reticulate zwischen 2 Sekundärnerven.
Inv.-Nr. 1987/45/56; Vergr. 8x.

***Fraxinus* sp.**

- Fig. 14: Flugfrucht.
Inv.-Nr. 1987/45/310; Vergr. 1,6x.



Tafel 4

***Fraxinus ettingshausenii* n. sp.**

Fig. 1: Cuticular membrane der Blattunterseite.

Holotypus, charakteristisch ist die unterschiedliche Größe der stomatal apertures, das Vorkommen von „Riesenstomata“ sowie der markanten peltate trichomes und die epikutikulare Striation.

Inv.-Nr. 1987/29/19/1; Vergr. ca. 320x.

Fig. 2: Cuticular membrane der Blattunterseite.

Ausnahmsweise sind die cuticular flanges der non-modified epidermal cells an der Blattunterseite sichtbar.

Inv.-Nr. 1987/29/8/4; Vergr. ca. 320x.

Fig. 3: Holotypus, cuticular membrane der Blattoberseite, etwas dicker als jene der Blattunterseite, cuticular flanges der non-modified epidermal cells etwas undulate, epikutikulare Striation besonders deutlich um die trichome base.

Inv.-Nr. 1987/29/19/2; Vergr. ca. 320x.

Fig. 4: Cuticular membrane der Blattunterseite.

Deutliche Striation nahe den stomatal complexes.

Inv.-Nr. 1987/29/4/2; Vergr. ca. 320x.

Fig. 5: Cuticular membrane der Blattunterseite.

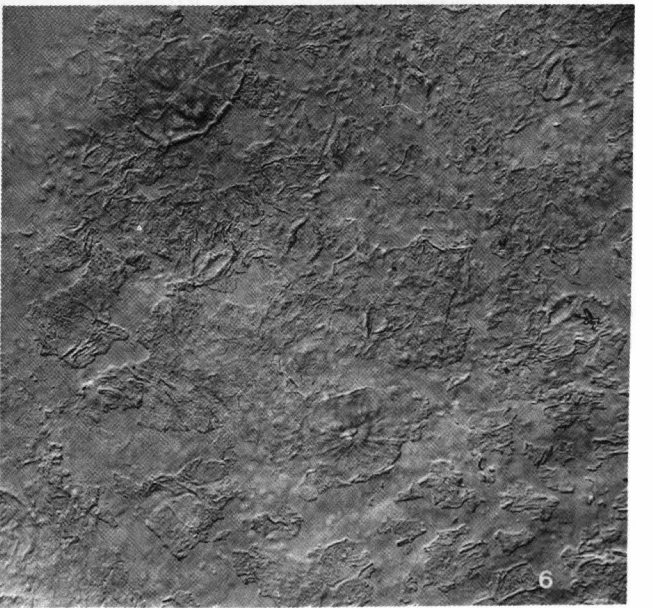
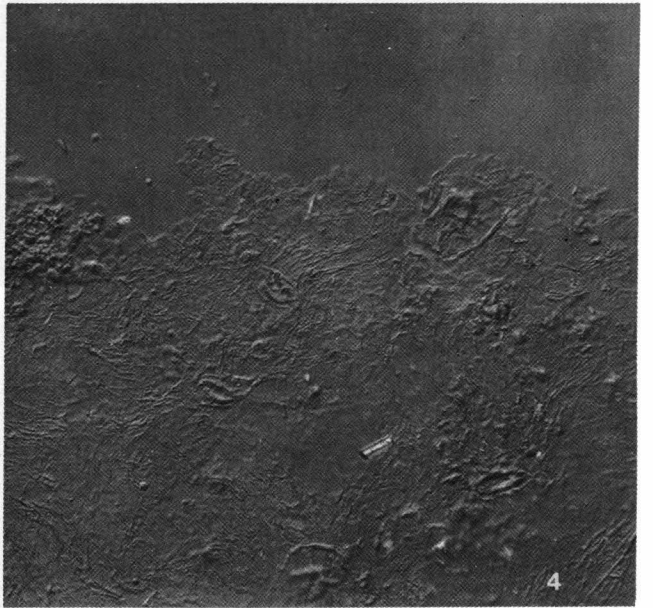
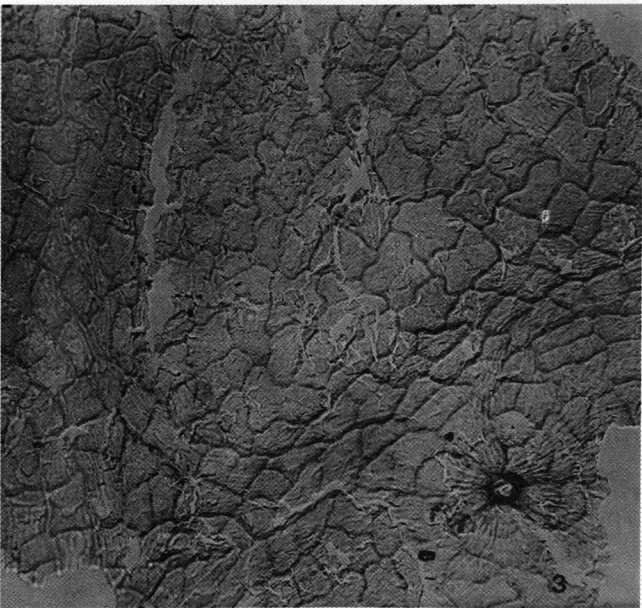
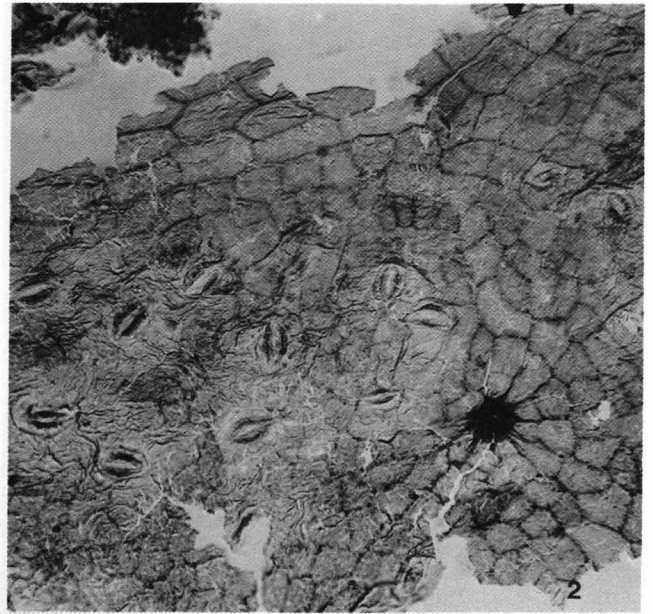
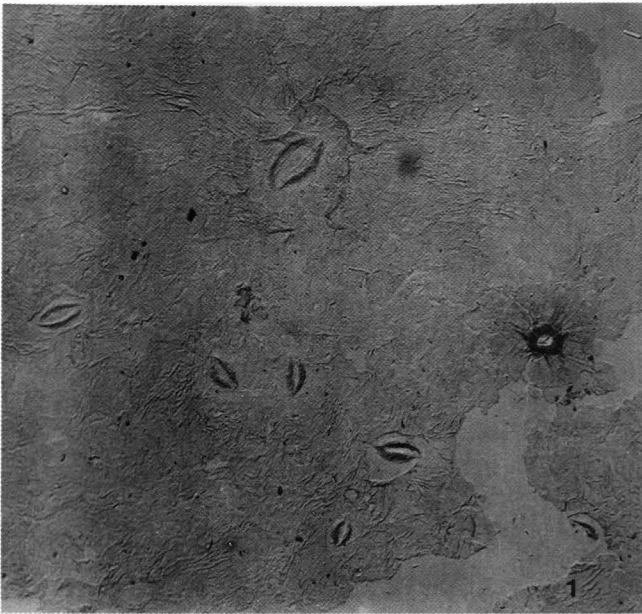
Mit stomatal complexes und peltate trichome.

Inv.-Nr. 1987/29/13/1; Vergr. ca. 320x.

Fig. 6: Cuticular membrane der Blattunterseite.

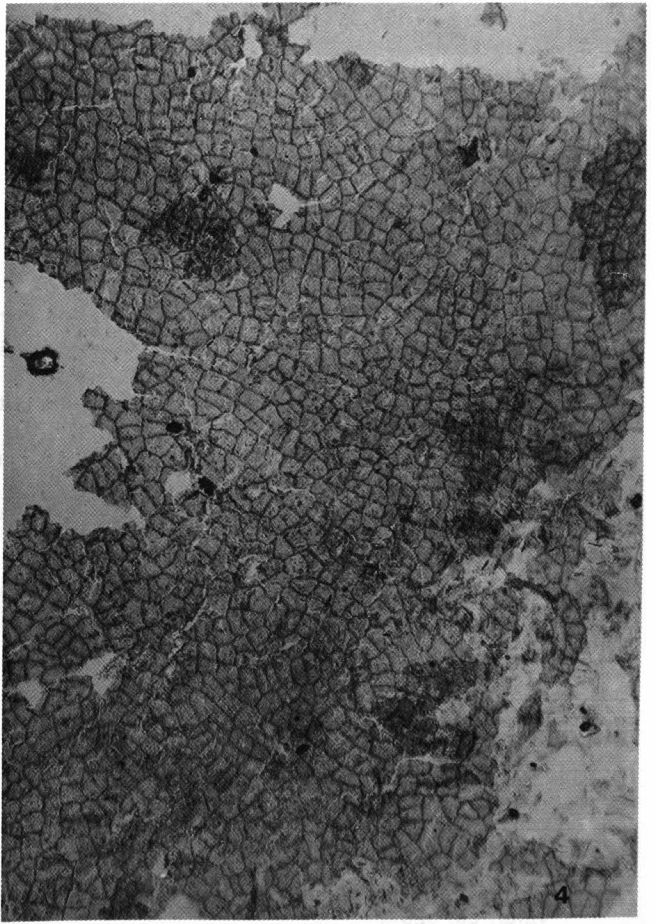
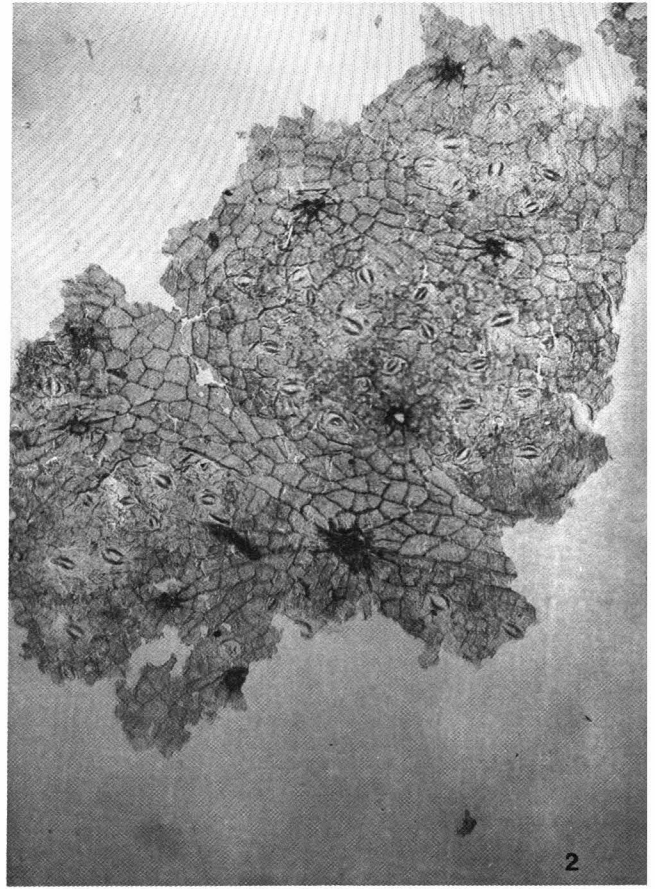
Bereits deutlich destruiert, mit Fragmenten der stomatal complexes und zwei peltate trichomes, eines davon mit noch angedeuteter Mehrzelligkeit.

Inv.-Nr. 1987/45/148/2; Vergr. ca. 320x.



***Fraxinus ettingshausenii* n. sp.**

- Fig. 1: Cuticular membrane der Blattunterseite, deutlich ist die geringe Dichte und unregelmäßige Verteilung der stomatal complexes, vgl. Taf. 4, Fig. 1.
Holotypus.
Inv.-Nr. 1987/29/19/1; Vergr. ca. 160×.
- Fig. 2: Cuticular membrane der Blattunterseite, bei diesem Blatt ausnahmsweise die cuticular flanges der non-modified epidermal cells vor allem nahe der Nerven aber auch in den Interkostalfeldern sichtbar, vgl. Taf. 4, Fig. 2.
Inv.-Nr. 1987/29/8/4; Vergr. ca. 160×.
- Fig. 3: Cuticular membrane der Blattoberseite, cuticular flanges der non-modified epidermal cells gerade bis schwach gebogen.
Inv.-Nr. 1987/29/13/2; Vergr. ca. 160×.
- Fig. 4: Cuticular membrane der Blattoberseite, cuticular flanges der non-modified epidermal cells ± gerade.
Inv.-Nr. 1987/29/8/4; Vergr. ca. 160×.



Tafel 6

***Fraxinus ettingshausenii* n.sp.**

REM-Aufnahmen der Außenseite der cuticular membrane der Blattunterseite.

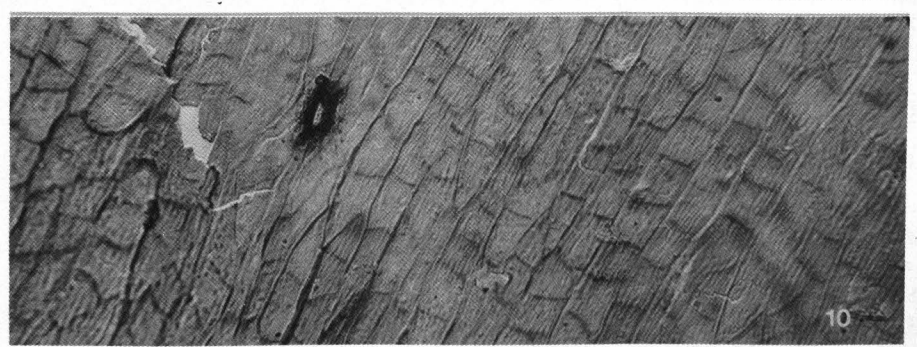
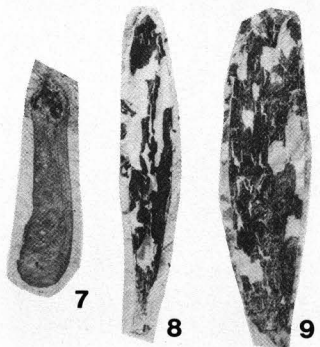
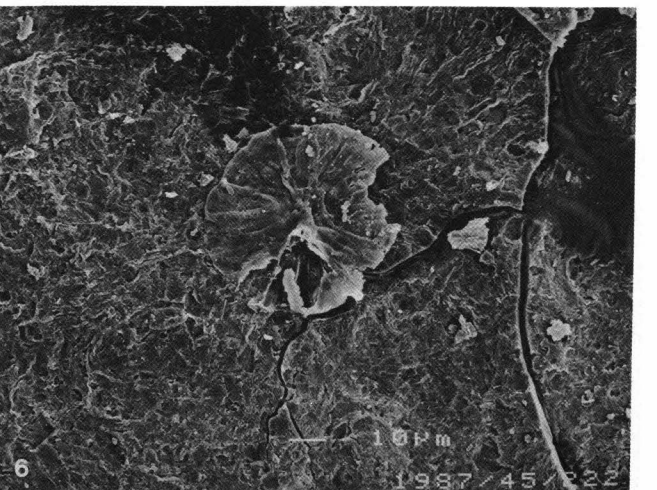
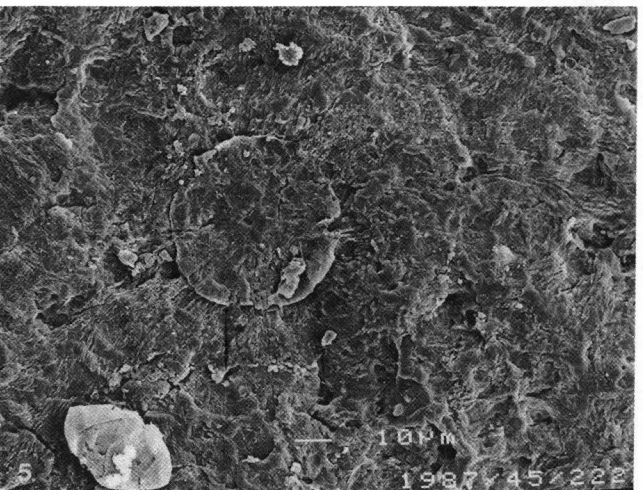
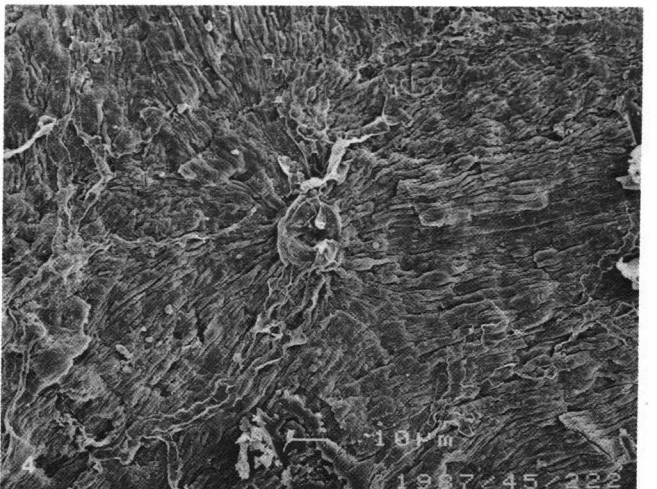
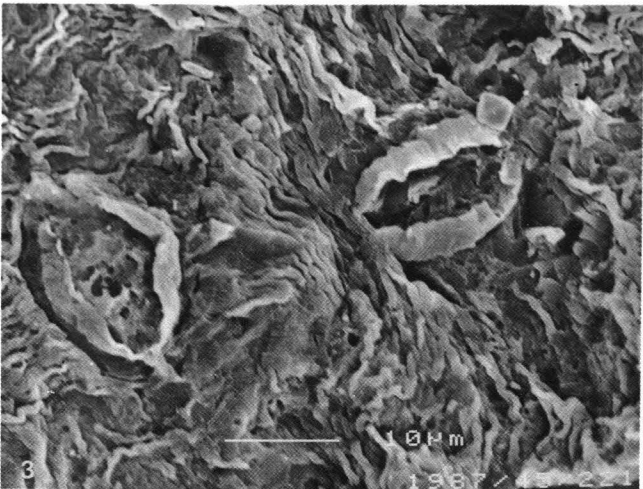
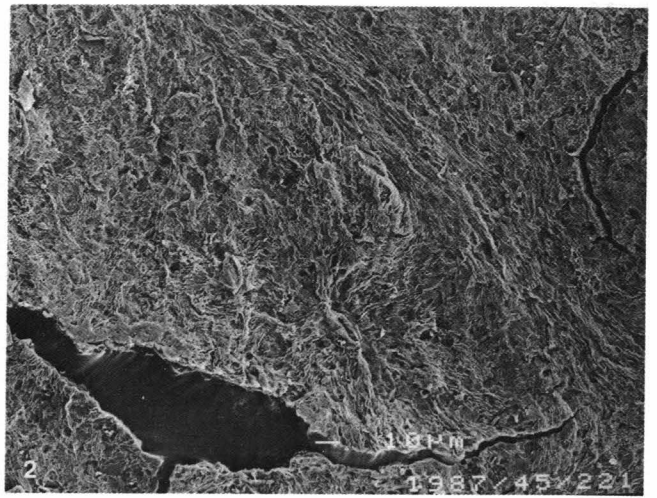
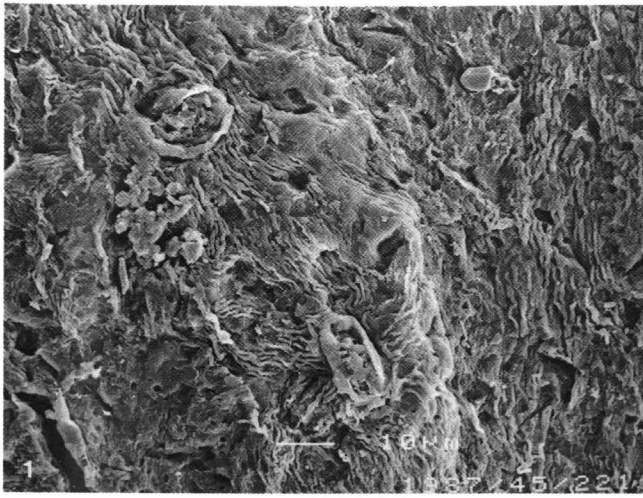
- Fig. 1: Stomatal apertures und deutliche epikutikuläre Striation.
Inv.-Nr. 1987/45/221; Vergr. ca. 800x.
- Fig. 2: Außer den stomatal apertures ist die epikutikuläre Striation über einem Nerv deutlich sichtbar.
Inv.-Nr. 1987/45/221; Vergr. ca. 320x.
- Fig. 3: Stomatal apertures von deutlicher epikutikularer Striation umgeben.
Inv.-Nr. 1987/45/221; Vergr. ca. 1600x.
- Fig. 4: Radial verlaufende epikutikuläre Striation um eine trichome base über einem Nerv.
Inv.-Nr. 1987/45/222; Vergr. ca. 480x.
- Fig. 5: Peltate trichome.
Inv.-Nr. 1987/45/222; Vergr. ca. 480x.
- Fig. 6: Peltate trichome, noch deutlich die Mehrzelligkeit des Schirmes sichtbar.
Inv.-Nr. 1987/45/222; Vergr. ca. 480x.

***Acer* sp. – Fructus**

- Fig. 7: Inv.-Nr. 1987/29/68; Vergr. ca. 1,6x.

***Fraxinus* sp. – Fructus**

- Fig. 8: Siehe auch Taf. 3, Fig. 14.
Inv.-Nr. 1987/45/310; Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 9: Inv.-Nr. 1987/45/311; Vergr. ca. 1x.
- Fig. 10: Cuticular membrane mit langgestreckten, in Reihen liegenden Zellen, deutlich striat, sowie eine trichome base.
Vergr. ca. 320x.



***Viscum miquelii* (GEYER & KINKELIN) CZECHOTT.**

Fig. 1: Inv.-Nr. 1987/45/194.
Vergr. ca. 0,8x.

Fig. 2: Inv.-Nr. 1987/45/154.
Vergr. ca. 0,8x.

Fig. 3: Inv.-Nr. 1987/45/154.
Vergr. ca. 1,6x.

***Potamogeton martinianus* SITAR.**

Fig. 4: Inv.-Nr. 1987/29/43.
Vergr. ca. 0,8x.

Fig. 5: Inv.-Nr. 1987/29/42.
Vergr. ca. 0,8x.

Fig. 6: Inv.-Nr. 1987/29/37.
Vergr. ca. 0,8x.

***Viscum miquelii* (GEYER & KINKELIN) CZECHOTT.**

Fig. 7: Inv.-Nr. 1987/45/154.
Vergr. ca. 70x.

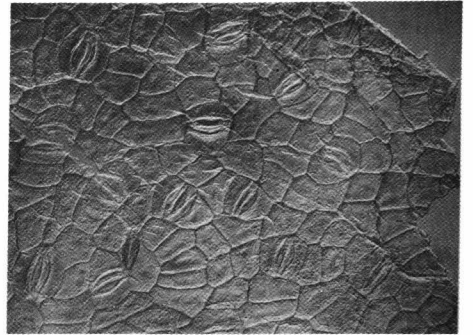
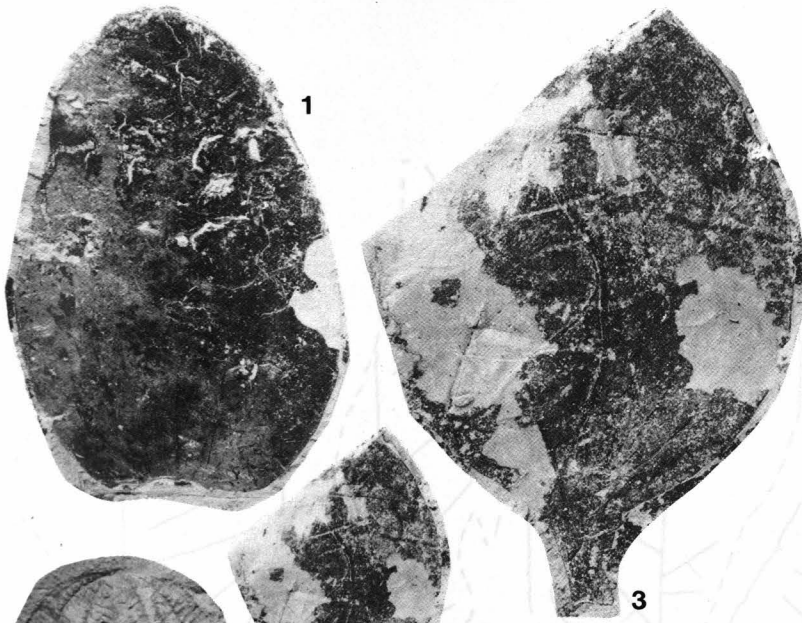
Fig. 8: Inv.-Nr. 1987/45/194/1.
Vergr. ca. 70x.

Fig. 9: Inv. Nr. 1987/45/194/1.
Vergr. ca. 70x.

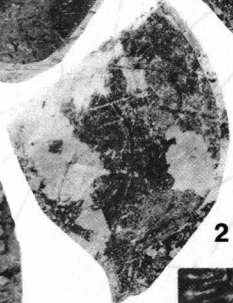
***Potamogeton martinianus* SITAR.**

Fig. 10: Inv.-Nr. 1987/29.
Vergr. ca. 120x.

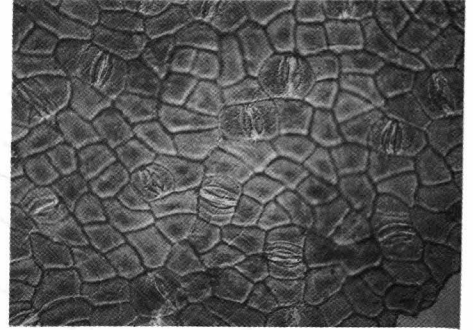
Fig. 11: Inv.-Nr. 1987/29.
Vergr. ca. 120x.



7



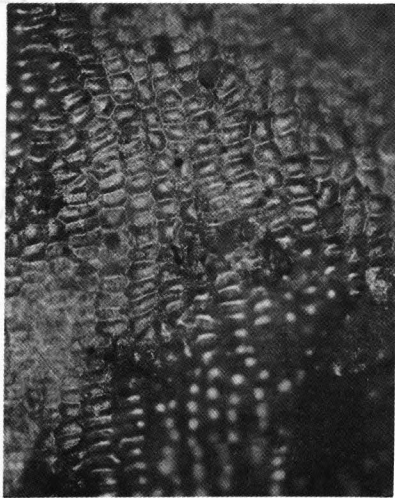
2



8



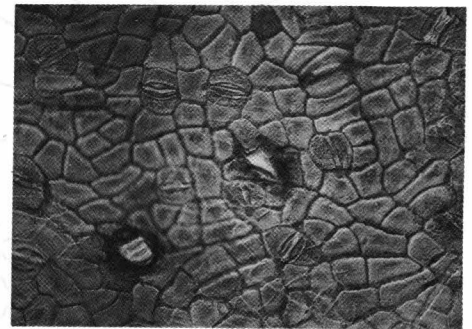
4



10



6



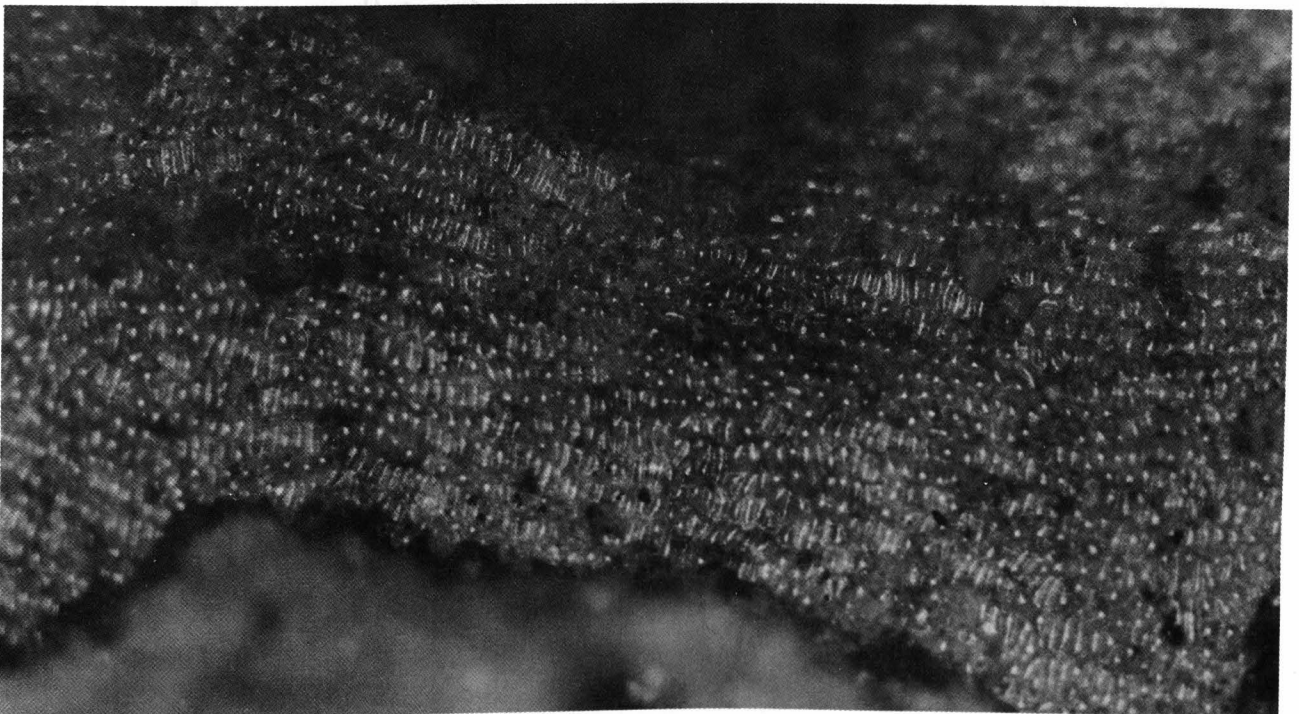
9



5

1940
221071891

11



Tafel 8

***Fraxinus ettingshausenii* n. sp.**

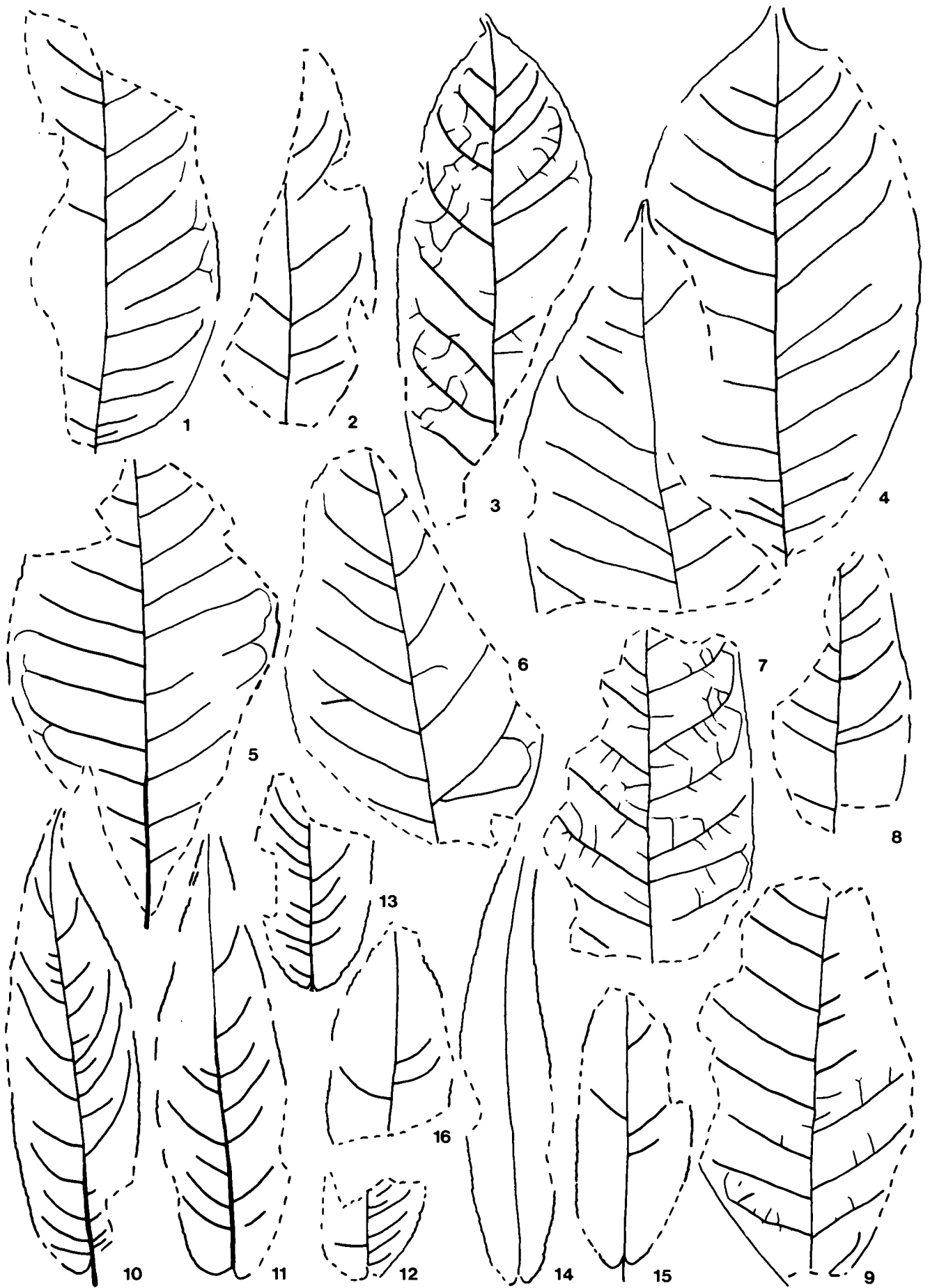
Variation der Blattmorphologie.

- Fig. 1: Inv.-Nr. 1987/45/1.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 2: Inv.-Nr. 1987/29/17.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 3: Inv.-Nr. 1987/45/56.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 4: Inv.-Nr. 1987/45/344.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 5: Inv.-Nr. 1987/45/257.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 6: Inv.-Nr. 1987/45/189.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 7: Inv.-Nr. 1987/45/174.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 8: Inv.-Nr. 1987/45/160.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 9: Inv.-Nr. 1987/45/203.
Vergr. ca. 0,8x.

***Salix holzeri* n. sp.**

Variation der Blattmorphologie.

- Fig. 10: Inv.-Nr. 1987/29/36.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 11: Inv.-Nr. 1987/45/147.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 12: Inv.-Nr. 1987/45/187.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 13: Inv.-Nr. 1987/45/308.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 14: Inv.-Nr. 1987/45/15.
Holotypus.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 15: Inv.-Nr. 1987/45/209.
Vergr. ca. 0,8x.
- Fig. 16: Inv.-Nr. 1987/45/204.
Vergr. ca. 0,8x.



Tafel 9

***Viscum miquelii* (GEYER & KINKELIN) CZECZOTT.**

Fig. 1: Inv.-Nr. 1987/45/194/1.
Vergr. ca. 155x.

***Salix holzeri* n.sp.**

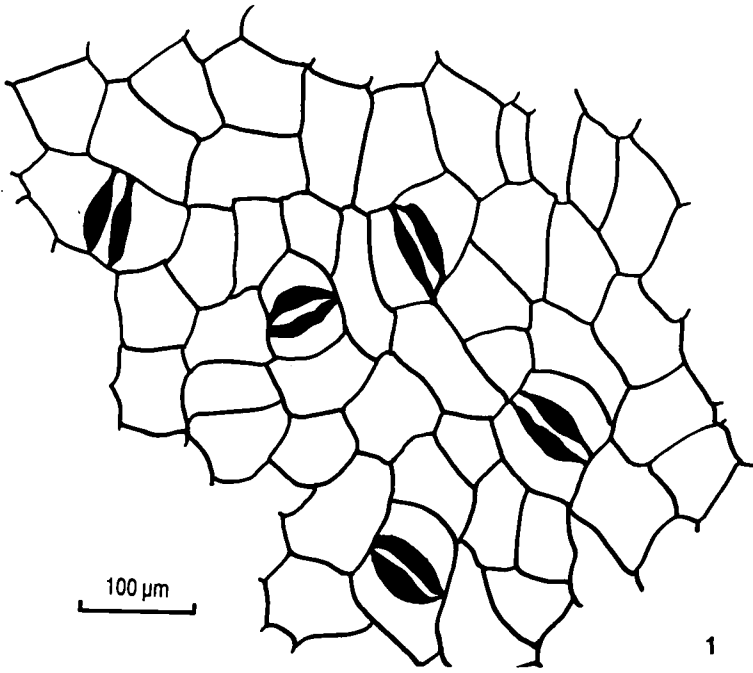
Fig. 2: Cuticular membrane der Blattunterseite.
Inv.-Nr. 1987/45/116.
Vergr. ca. 400x.

***Fraxinus ettingshausenii* n.sp.**

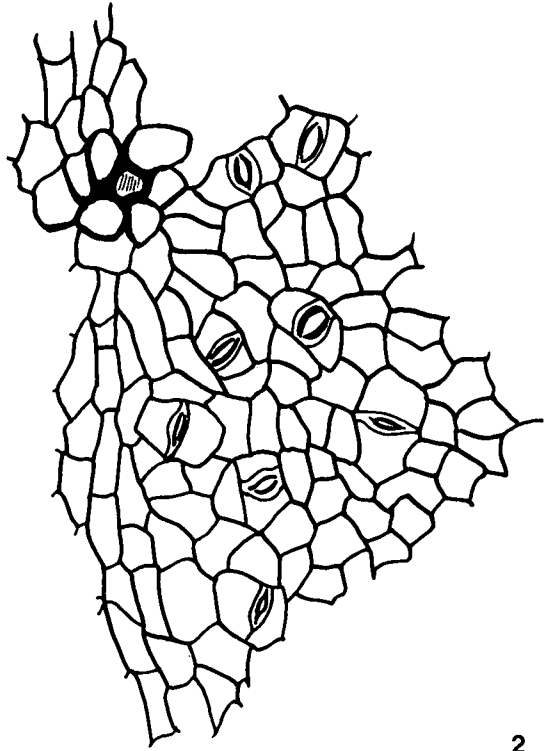
Fig. 3: Holotypus; cuticular membrane der Blattoberseite.
Inv.-Nr. 1987/29/19/1.
Vergr. ca. 400x.

***Fraxinus ettingshausenii* n.sp.**

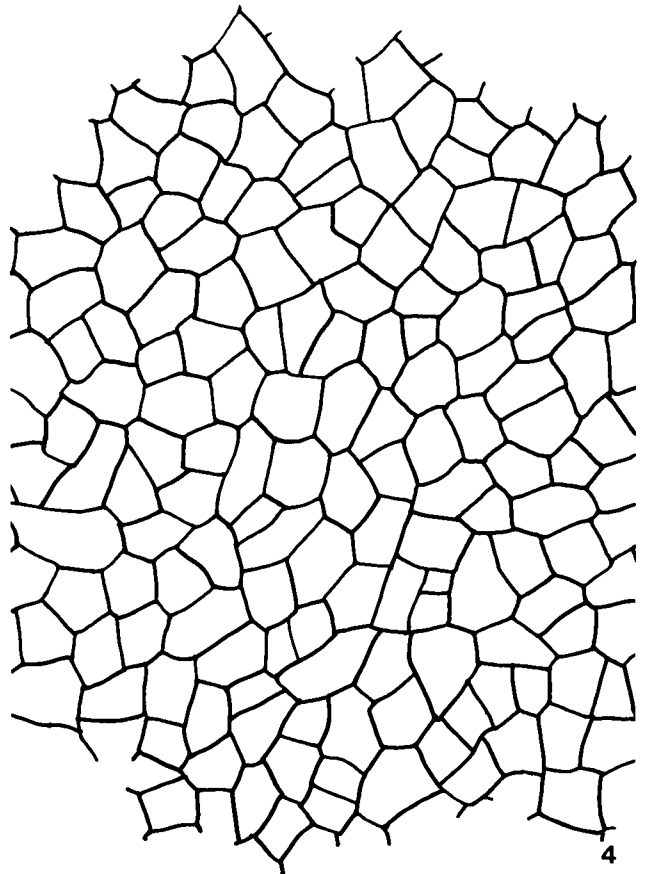
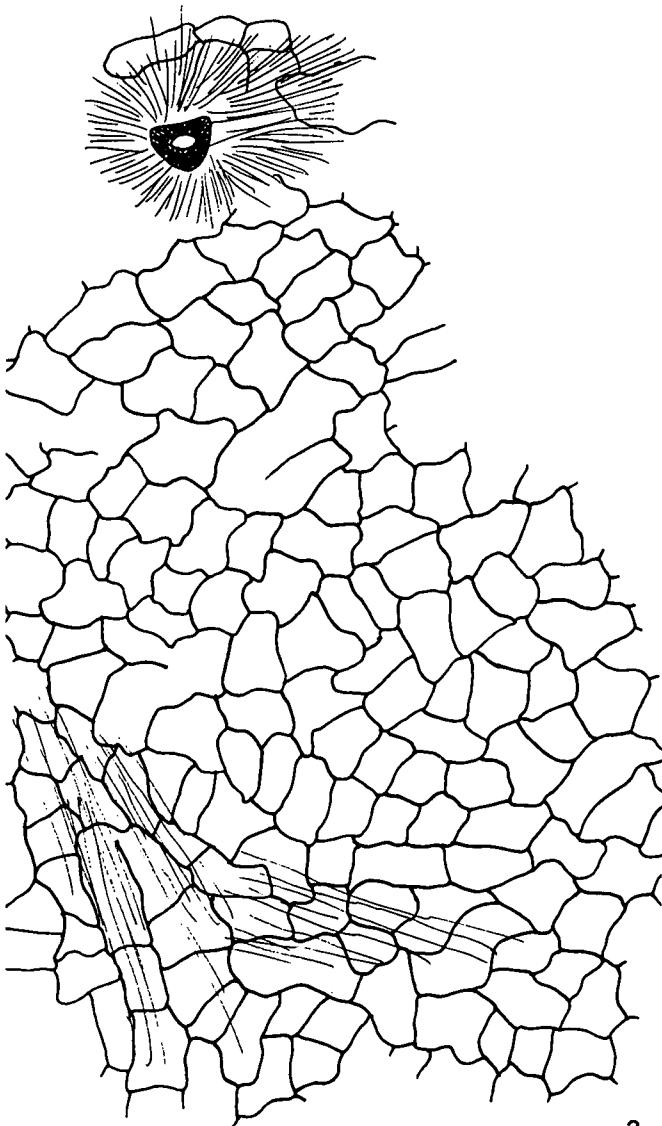
Fig. 4: Cuticular membrane der Blattoberseite.
Inv. 1987/29/8/4.
Vergr. ca. 400x.



1



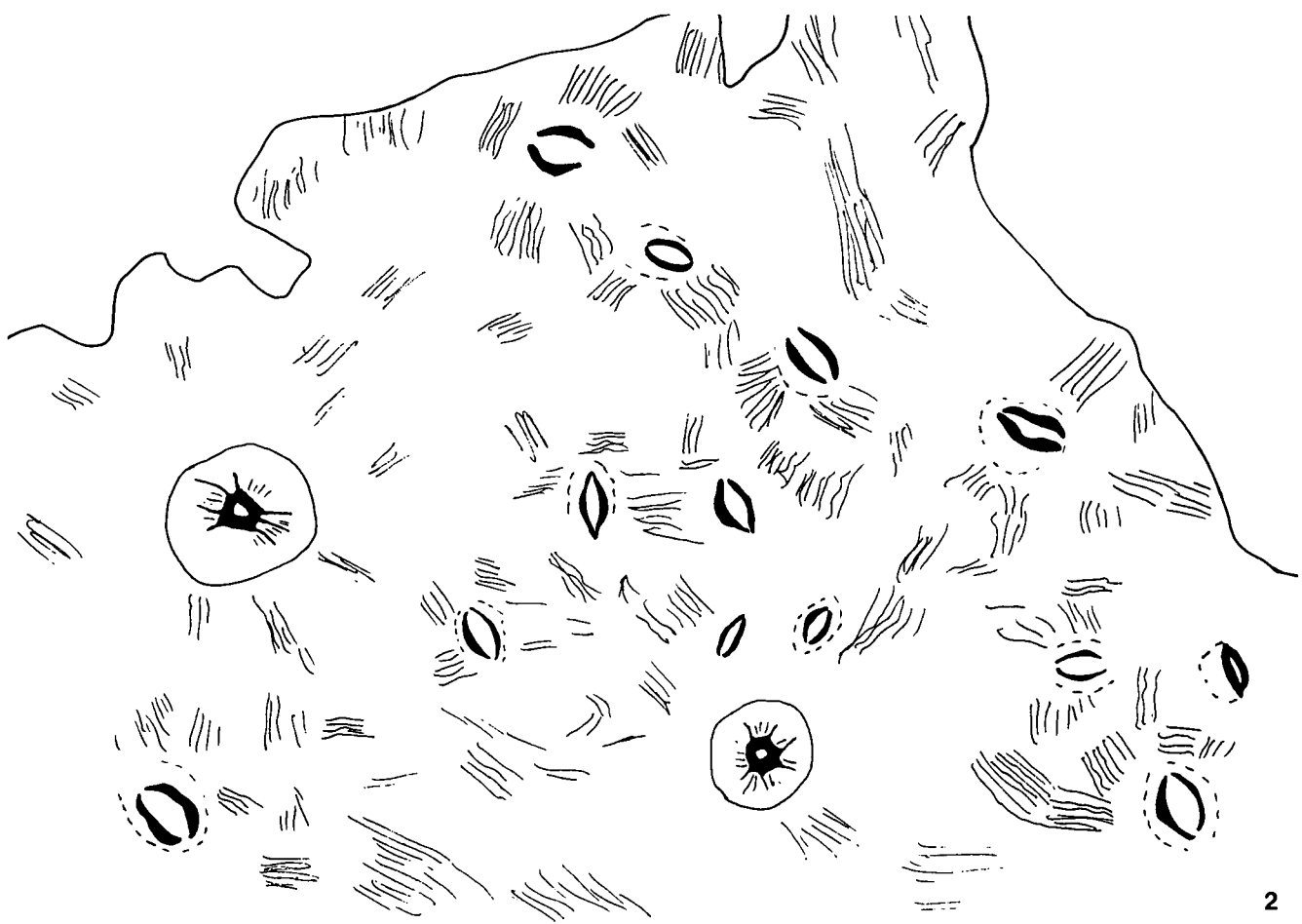
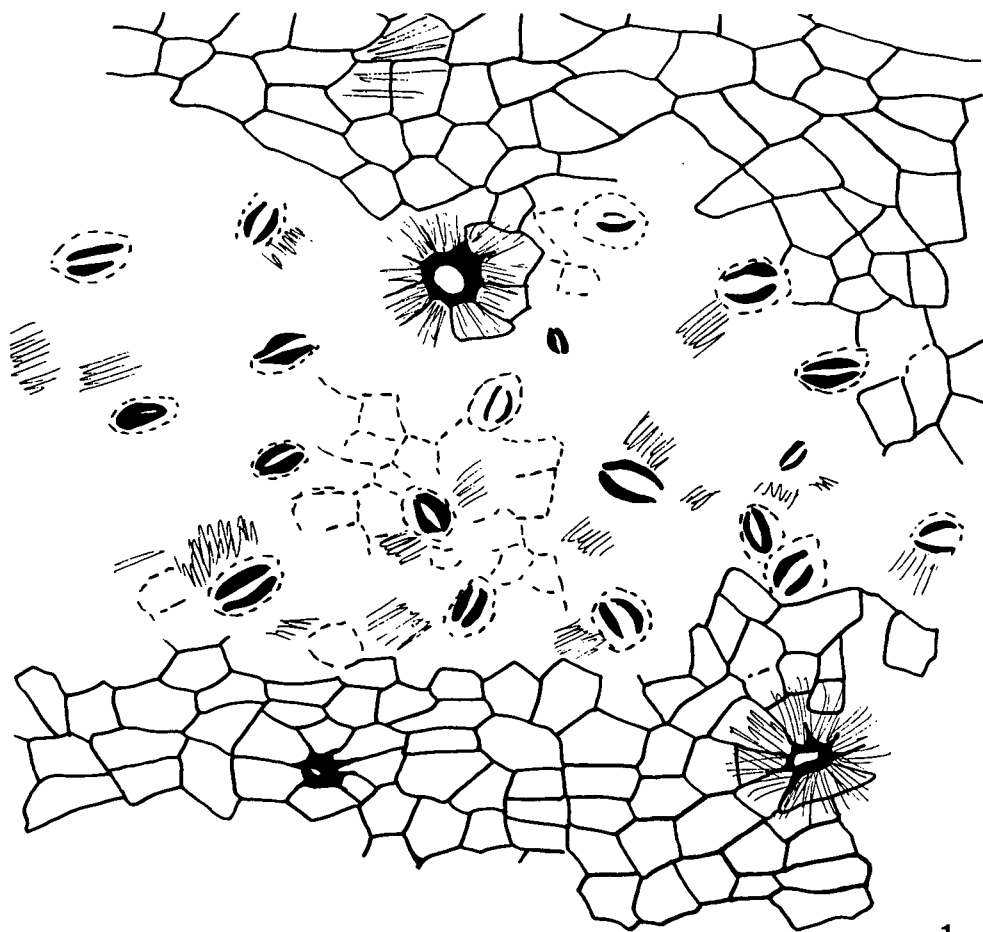
2



***Fraxinus ettingshausenii* n. sp.**

Fig. 1: Cuticular membrane der Blattunterseite.
Inv.-Nr. 1987/45/8/4.
Vergr. ca. 400x.

Fig. 2: Cuticular membrane der Blattunterseite.
Holotypus.
Inv.-Nr. 1987/29/19/1.
Vergr. ca. 400x.



Literatur

- BRONN, H.G.: Lethaia Geognostica II. – Stuttgart 1838.
- CZECZOTT, H.: Flora kopalna Turowa Kolo Bogatyni. – Prace Muz. Ziemi, **4**, 1–117, Warszawa 1961.
- DILCHER, D.L.: Approaches to the identification of angiosperm leaf remains. – Bot. Rev., **40/1**, 1–157, New York 1974.
- ENGELHARDT, H. & KINKELIN, F.: I. Oberpliozäne Flora und Fauna des Untermainales insbesondere des Frankfurter Klärbeckens. – Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., **29**, 149–281, Frankfurt/Main 1911.
- ENGLER, A. & KRAUSE, K.: Lorantheaceae. – In: ENGLER, A. & PRANTL, K.: Die natürlichen Pflanzenfamilien. – 2. Aufl., Bd. 16b, 98–203, Leipzig 1935.
- ETTINGSHAUSEN, C.v.: Die fossile Flora von Leoben in der Steiermark. 2. Tl. – Denkschr. kaiserl. Akad. Wiss. Wien math.-naturwiss. Kl., **54**, 319–384, Wien 1888.
- ETTINGSHAUSEN, C.v.: Über neue Pflanzenfossilien aus den Tertiärschichten Steiermarks. – Denkschr. math.-naturwiss. Kl. kaiserl. Akad. Wiss., **60**, 313–344, Wien 1893.
- FERGUSON, D.K.: The origin of leaf-assemblages – new light on an old problem. – Rev. Palaeobot. Palynol., **46**, 117–188, Amsterdam 1985.
- GASTALDO, R.A., BEARCE, S.C., DEGGS, C.W., HUNT, R.J., PEEBLES, M.W. & VIOLETTE, D.L.: Biostratigraphy of a Holocene oxbow lake: a backswamp to mid-channel transect. – Rev. Palaeobot. Palynol., **58**, 47–59, Amsterdam 1989.
- GEYLER, T. & KINKELIN, F.: Oberpliocänflora aus den Baugruben des Klärbeckens bei Niederrad und der Schleuse bei Höchst a. M. – Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., **15**, 1–47, Frankfurt/Main 1887.
- GIVULESCU, R.: Paläobotanische Untersuchungen im Pflanzenfundort Chiuzbaia (Kreis Maramures – Rumänien). – Mem. Inst. Geol. Geofiz., **28**, 65–150, Bucarest 1979.
- GÖPPERT, H.: Die tertiäre Flora von Schosnitz in Schlesien. – 52 S., Görlitz 1855.
- HANTKE, R.: Die fossile Flora der obermiozänen Öhninger Fundstelle Schrotzburg (Schienberg, Süd-Baden). – Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., **80**, Abh. 2, 31–118, Zürich 1954.
- HEER, O.: Flora tertiaria Helvetiae. – 3 Bde., Winterthur 1856–59.
- HICKEY, L.J.: Classification of the Architecture of Dicotyledonous Leaves. – Amer. J. Bot., **60/1**, 17–33, Washington 1973.
- HILBER, V.: Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. – Jb. kaiserl. königl. Geol. Reichsanst., **43**, 281–368, Wien 1894.
- HÜBL, H.H.: Beitrag zur Kenntnis der jungtertiären Sedimente im Gebiet Weiz – Gleisdorf – Pischelsdorf (Oststeiermark) mit besonderer Berücksichtigung ihres phylogenen Inhaltes. – Zentralbl. Min. Geol. Pal. B, **1941**, 69–80, Stuttgart 1942.
- HUMMEL, A.: The Pliocene leaf flora from Ruszow near Zary in Lower Silesia, SW Poland. – Prace Muz. Ziemi, **36**, 9–104, Warschau 1983.
- JÄHNICHEN, H.: A revision of some palaeobotanical taxa from the Pannonian (Miocene) of Romania. – Tertiary Res., **12/3–4**, 165–172, London 1991.
- JUNG, W.: Blatt- und Fruchtreste aus der Oberen Süßwassermolasse von Massenhausen, Kreis Freising (Oberbayern). – Palaeontogr., **112B**, 123–166, Stuttgart 1963.
- KNOBLOCH, E.: Tertiäre Floren von Mähren. – 202 S., Brno 1969.
- KNOBLOCH, E.: Neue Ergebnisse zur Flora aus der Oberen Süßwassermolasse von Aubenham bei Ampfing (Kr. Mühldorf a. Inn). – Doc. naturae, **42**, 2–27, München 1988.
- KNOBLOCH, E. & KVACEK, Z.: Miozäne Blätterfloren vom Westrand der Böhmisches Masse. – Rozpr. ustr. ust. geol., **42**, 5–131, Prag 1976.
- KNOLL, F.: „*Potamogeton Morloti*“ UNGER, eine tertiäre Lorantheaceae. – Österr. Bot. Z., **54/2**, 17–21, 64–79, Wien 1904.
- KOLLMANN, K.: Das Neogen der Steiermark (Begrenzung und Gliederung). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**, 159–167, Wien 1960.
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/2**, 479–632, Wien 1964.
- KOVAR, J.: Eine Blätter-Flora des Egerien (Ober-Oligozän) aus marinen Sedimenten der Zentralen Paratethys im Linzer Raum (Österreich). – Beitr. Paläont. Österr., **9**, 1–209, Wien 1982.
- KOVAR-EDER, J. & KRÄINER, B.: Die Flora und Facies des Fundpunktes Höllgraben südöstlich von Weiz. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus., **47**, 27–51, Graz 1988.
- KOVAR-EDER, J. & KRÄINER, B.: Faziesentwicklung und Florenabfolge des Aufschlusses Wörth bei Kirchberg/Raab (Pannon, Steirisches Becken). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **91A**, 7–38, Wien 1990.
- KOVAR-EDER, J.: A remarkable preservation state of fossil leaves recognized in *Potamogeton*. – Cour. Forschungsinst. Senckenberg, Frankfurt/Main (in Druck).
- KRÄINER, B.: Fluviale Faziesentwicklung im Unterpannonien des Steirischen Beckens (Zentrale Paratethys, Österreich). – Fazies, **17**, 141–148, Erlangen 1987a.
- KRÄINER, B.: Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken. – Unveröff. Diss., 327 S., Univ. Graz 1987b.
- KRÄINER, B.: Der zyklische Aufbau der kohleführenden Schichten von Weiz (Miozän), Steirisches Becken, Österreich. – Zentralbl. Geol. Paläont. Tl. 1, **1988**, H. 7/8, 839–852, Stuttgart 1989.
- KRÄUSEL, R.: Paläobotanische Notizen. XII. Eine Lorantheaceae im Tertiär Schlesiens. – Senckenbergiana, **11**, 33–36, Frankfurt/Main 1929.
- KVACEK, Z.: Vytvoření květeny hnedouhelných mocalu v českých zemích během mladších třetihor. (Die Entwicklung der Braunkohlensümpfe in den böhmischen Ländern im Lauf des jüngeren Tertiärs). – Unveröff. Kandid. Diss. Geofond Praha 1965.
- MENZEL, P., GOTHAN, W. & SAPPER, J.: Neues zur Tertiärfloren der Niederlausitz. – Arb. Inst. Paläobot. Petrogr. Brennsteine, **3/1**, 1–44, Berlin 1933.
- NEUMANN, A.: Die mitteleuropäischen *Salix*-Arten. – Mitt. Forstl. Bundes-Versuchsanst., **134**, 152 S., Wien 1981.
- PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys. – Bd. 7, M6 Pannonien, 636 S., Budapest 1985.
- RETTSCHLAG, R.: *Viscophyllum miqueli* f. *parvula* n.f. aus der Kohle des Unterpliozäns der Niederlausitz. – Geol., **3/3**, 326–341, Berlin 1954.
- RICHTER, R.: Einführung in die Zoologische Nomenklatur durch Erläuterungen der Internationalen Regeln. – 252 S., Frankfurt/Main (Dr.-Waldemar-Kramer-Verlag) 1948.
- SCHELLER, H.: Kritische Studien über die kultivierten *Fraxinus*-Arten. – Mitt. Deutsch. Dendrol. Ges., **69**, 49–162, Bonn 1977.
- SITAR, V.: Die Paläoflora des Turiec-Beckens und ihre Beziehung zu den mitteleuropäischen Floren. – Acta Geol. Geogr. Univ. Comen. Geol., **17**, 99–174, Bratislava 1969.
- STACE, C.A.: Cuticular studies as an aid to plant taxonomy. – Bull. Brit. Mus. Bot., **4/1**, 1–78, London 1965.
- STEININGER, F.F., MÜLLER, C. & RÖGL, F.: Correlation of Central Paratethys and Mediterranean Neogene Stages. – In: ROYDEN, L.H. & HORVATH, F. (Eds.): The Pannonian Basin, a Stu-

- dy in Basin Evolution. – AAPG, Mem., **45**, 79–87, Tulsa 1988.
- STEININGER, F.F., BERNOR, R.L. & FAHLBUSCH, V.: European Neogene Marine/Continental Chronologic Correlations. – In: LINDSAY, E.H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (Eds.): European Neogene Mammal Chronology, 15–46, New York (Plenum Press) 1990.
- STIZENBERGER, E.: Übersicht der Versteinerungen des Großherzogthums Baden. – 144 S., Freiburg i. Breisgau 1851.
- STUR, D.: Beiträge zur Kenntniss der Flora der Süßwasserquarze, der Congerien- und Cerithien-Schichten im Wiener und Ungarischen Becken. – Jb. k.k. Geol. Reichsanst., **17**, 77–188, Wien 1867.
- UNGER, F.: Chloris protogaea. – 150 S., Leipzig 1847.
- UNGER, F.: Iconographia plantarum fossilium. – Denkschr. math.-naturwiss. Cl. kaiserl. Akad. Wiss., **4**, 73–118, Wien 1852.
- WEYLAND, H.: Beiträge zur Kenntnis der rheinischen Tertiärflo-
ra. I. Floren aus den Kieseloolith- und Braunkohlenschich-
ten der niederrheinischen Bucht. – Abh. Preuß. Geol. Lan-
desanst., n.F., **161**, 6–122, Berlin 1934.
- ZASTAWNIAK, E.: Sarmatian leaf flora from the southern margin
of the Holy Cross Mts. (South Poland). – Prace Muz. Ziemi,
33, 39–107, Warszawa 1980.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 28. Juni 1991.

Westvergente versus nordvergente Tektonik – Ein Beitrag zur Geschichte und zum Stand geologischer Forschung, gesehen von der Ost-Westalpengrenze her

Von RUDOLF OBERHAUSER*)

Mit 5 Abbildungen

Österreich
Schweiz
Liechtenstein
Ost-Westalpen-Grenze
Rhenodanubikum
Flysche
Kreide
Paleozän
Eozän
Tektonische Vergenzen
Seitenverschiebungen
Paläogeographie
Erforschungsgeschichte

Inhalt

Zusammenfassung	773
Abstract	774
1. Zur Erforschungsgeschichte	774
2. Ein Syntheseversuch	776
3. Zur Wende im Eozän	777
4. Zur Randspalten-Tektonik	780
5. Ausblick	781
Literatur	781

Zusammenfassung

Vom Beginn deckentheoretischer Vorstellungen am Anfang des Jahrhunderts bis heute gibt es einen Widerstreit über die Vergenz der Deckenbewegungen namentlich im Gebiet der Ost-Westalpen-Grenze. So dachten ROTHPLETZ (1902, 1905) und AMPFERER (1932), daß, nach der Sedimentation der Flysche im Tertiär, die Zentralalpen weit nach Westen auf diese überschoben worden waren. Dies stand im Widerspruch zu der von E. SUESS ausgehenden Vorstellung von Süd-Nord bewegter Tektonik.

In jüngster Zeit scheint eine Kombination plattentektonischer Überlegungen mit Gefügeanalysen (RING et al., etc.) den Beweis zu liefern, daß der Ostalpine Akkretionskörper sich von der Mittelkreide zum Untereozän westwärts vorarbeitete, während Flyscheintrag in die sich nach Westen und Norden erstreckenden tiefmeerischen Räume des Penninikums erfolgte. Das Umschwenken auf Nordbewegung (um 50 Mio. J.v.h.) bewirkt dann, infolge allmählicher tektonischer Überdeckung auch des nördlichen Penninikums bis zum Ende des Eozäns, ein Aufhören der Flyschsedimentation in den Ostalpen.

Die Akkretionserscheinungen in Verbindung mit Seitenverschiebungen dürften zu Obduktionen führen. Das kann aus dem Vorkommen von Chromit und selten auch Glaukophan, als Schwermineral in benachbarte Sedimentationsräume geliefert, abgeleitet werden. Dabei wird eine Herkunft als Erosionsprodukt aus hochgebrachten Serpentin- und Blauschieferschürflingen vorausgesetzt.

Im Bemühen, die Paläogeographie von der Kreide- zur Eozänzeit mit dieser Theorie in Einklang zu bringen, wird das Rhenodanubikum innerhalb des Südpenninikums eingeordnet. Dies solcherart, daß südlich von ihm ein Falknis-Sulzfluh-Tasna-Pieni-Hoch läge und nördlich jenes von Schams.

Das letztere würde sich als Rhenodanubische Nordschwelle nach Osten fortsetzen. Es läge dann dort südlich von ihr und schon im Südpenninikum das Rhenodanubikum mit Ostfortsetzung in die Greifensteiner Decke, und nördlich von ihr das Nordpenninikum mit Prättigau-, Unterengadin- und Tauernflysch (?), vielleicht mit Fortsetzung in die Laaber Decke im Wiener Wald. Südlich vom Rhenodanubikum nehmen wir eine Seitenverschiebungszone an, welche bis zum Untereozän den sich ostwärts erstreckenden Teil des Penninikums vom an ihm vorbei westbewegten Ostalpin abtrennt. Auch im Bereich der Rhenodanubischen Nordschwelle sind Seitenverschiebungen anzunehmen.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. RUDOLF OBERHAUSER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Diese Seitenbewegungen dürften in den Karpathen vor allem die an die Pieniden angrenzenden Räume der Maninzone etc., in den Ostalpen u.a. die Matreier- und Arosazone, aber auch noch das Pieniny-Tasna-Sulzfluh-Falknis Hoch in Raum und Zeit fortschreitend betroffen haben.

Schwierigkeiten ergeben sich beim Versuch, diese Westbewegung des Ostalpins mit den vorgosauischen tektonischen Abläufen in den Kalkalpen, die ein nordvergentes Bewegungsbild zeigen, zu verknüpfen. Vielleicht hilft es bei der Problemlösung, wenn man die transgressive Gosau sedimentation ab dem Coniac in den Kalkalpen mit jener, welche im Campan über die Zentralalpen hinweggreift, genau vergleicht?

West-Directed versus North-Directed Tectonics – A Contribution to History and State of Geological Research as Seen from the Eastern/Western Alps Boundary

Abstract

From the starting of the nappe theory in the beginning of the century there were controversies concerning the direction of nappe-moving especially in the westernmost parts of the Eastern Alps. ROTHPLETZ (1902, 1905) and AMPFERER (1932) thought that there was a westward movement of the Eastern Alps' tectonic edifice after the sedimentation of the flysches in Tertiary times.

In coordinating plate tectonics and kinematic analysis now (RING et al., etc.) it seems to be proved that the west-directed motion of the East Alpine accretional cone happened during the time of flysch sedimentation on the surrounding Penninic seafloor, which was closed westwards step by step between about 110 and 50 Ma (Middle Cretaceous to Lower Eocene). Afterwards the change to a relative S-N motion initiates the end of flysch-sedimentation in the Eastern Alps by tectonically covering the Penninic domain to the north until the end of Eocene.

Accretional coning in combination with strike-slip movements may cause obductional phenomena which can be proved by chromite and rare glaucophane, distributed after erosion as heavy minerals and inside pebbles.

In looking for a paleogeographic pattern from Cretaceous to Eocene which is supporting this theory we try to place the Rhenodanubic zone inside the southern Penninic domain inbetween its Falknis-Sulzfluh-Tasna-Pieniny high to the south and the Schams high to the north.

The latter continues to the east with a southern Penninic Rhenodanubic domain to the south and a northern Penninic one, with Prättigau-, Lower Engadine-, Tauern-(?) and part of the Vienna Woods flysches to the north. Mainly south of the Rhenodanubic domain we presume a strike slip movement zone which separates until Lower Eocene this eastward-extending part of the Penninic, by involving its southernmost parts, from a westward-moving Austroalpine tectonic edifice.

Difficulties are arising in linking to it the pregosavic tectonic history of the Northern Calcareous Alps with northward-moved nappe systems. Comparing both, the transgressive Gosavian sedimentation on the north-directed Northern Calcareous Alps nappe system starting in Coniacian, and on the Central Alps tectonic edifice starting mainly in Campanian times, with its west-directed motion, may help to solve the problems.

1. Zur Erforschungsgeschichte

Der Gebirgsbau zwischen den Engadiner Dolomiten und dem Rheintal südlich des Bodensees zeigt von der Zeit von Eduard SUSS bis heute einen Ideenwiderstreit zwischen Vertretern von vorlandparallelen (westvergenten) und Vorland-vergenten Überschiebungen.

So konnte ROTHPLETZ im Schlußwort in den Alpenforschungen 1905 dem von ihm verehrten Eduard SUSS in seinen Ideen Süd-Nord-bewegter Tektonik nicht folgen, weil ihm, wiewohl „ganz voraussetzungslos an die Arbeit gegangen“ für die rhätische Schubmasse „nur die O-W-Bewegung wirkliche Befriedigung gewährte“. Und dies verstanden als zwischen nördlicher und südlicher Randspalte nach Westen vorstoßende Überschiebung der Ostalpen über das Unterengadiner Fenster hinweg (Abb. 1). So ordnete er 1902 seiner Unteren Rhätischen Überschiebung eine Förderweite von mindestens 40 km bis nach Glarus zu, und seine erläuternde Kartenskizze (1889) schaut nach TRÜMPY (1991: 395) „surprisingly modern“ aus. Für die Obere Rhätische Überschiebung, die weiterhin unser Thema ist, sah er Weiten von 30 km (Abb. 2). Auch SPITZ & DYHRENFURTH (1915) sahen Ost-West-Bewegungen.

AMPFERER (1932), der im allgemeinen nordgerichteten Deckenbau für die Kalkalpen aufzeigte, vertrat für Silvretta und Rätikon späte westvergente Aufschiebungen, wobei er, zur Seitenabgrenzung der Silvrettamasse,

steil stehende Verschiebungen (Randspalten im Sinne von ROTHPLETZ), vom Stanzer- zum Klostertal und – kaum gedanklich nachvollziehbar – auch im Hochrätikon, verlangte (Abb. 3).

Folgend dem weit vorausseilenden v. RICHTHOFEN (1859) trug auch die STEINMANN-Schule bei, aufbauend auch auf paläontologischer, namentlich mikropaläontologischer Forschung z.T. in metamorphen Bildungen. So begann die Tintinniden-Stratigraphie in Rätikon mit *Calpionella alpina* LORENZ 1902 und fanden SEIDLITZ (1913), SCHILLER (1906) und PAULCKE (1910) schon im ersten Jahrzehnt des Jahrhunderts in Bündner Schiefern im Rätikon und Antirätikon altersweisende Foraminiferen und Kalkalgen der Kreide und des Tertiärs, wodurch die Überschiebung zeitlich eingeordnet werden konnte. Im tektonischen Denken folgte STEINMANN (1905) den Vorstellungen über nordvergente (Vorlandvergente) Deckentektonik von LUGEON (1902) und TERMIER (1903) sowie einer diesbezüglichen Frage von BLAAS (1902) – und damit „dem Stein, den Eduard SUSS 30 Jahre vorher (1875) ins Rollen gebracht“.

Folgend neuen gefügekundlichen Vorstellungen, wie sie vor allem in Zürich, Graz und Tübingen entwickelt wurden, gilt das austroalpine Stockwerk von der Unterkreide bis zum Untereozän heute als vorherrschend westvergent bewegt und dabei Süd- bis Mittelpenninische Räume einbeziehend, um dann bis zum Obereozän nordvergent den restlichen penninischen Raum,

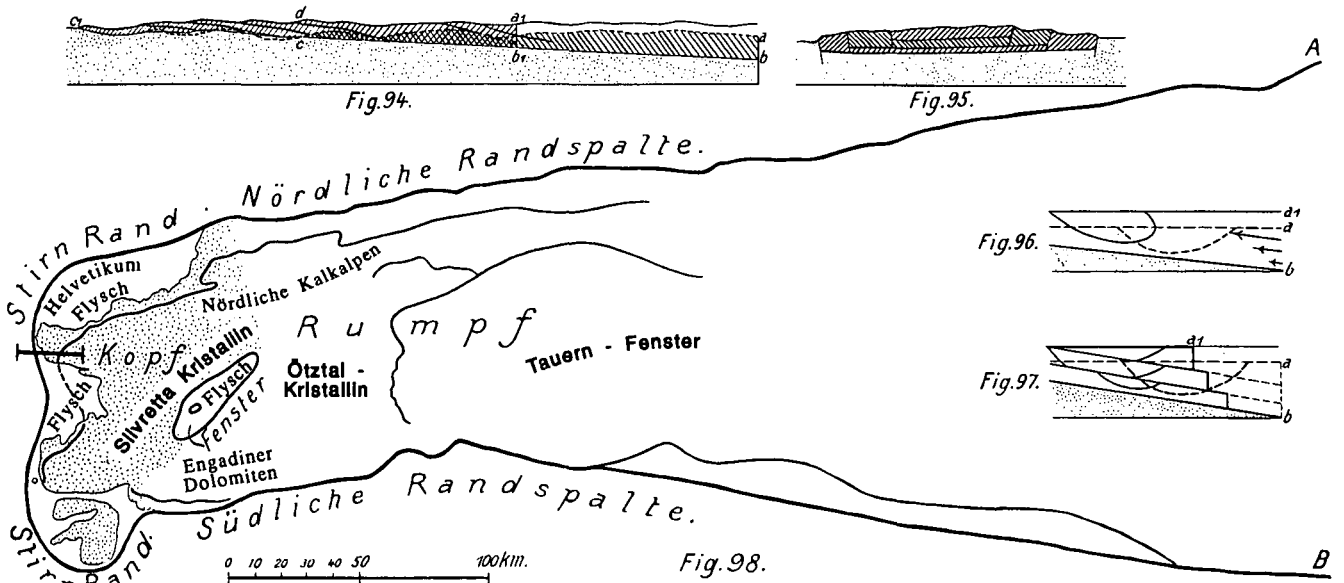


Fig. 94. Längsschnitt durch den Kopf der rhätischen Ueberschiebung. c'-c-a die ursprüngliche, c'-d-a' die jetzige Gebirgsoberfläche, c-b die Abspaltungsgelfläche, Fig. 95. Querschnitt des Rumpfes. Fig. 96. Umriss der rhätischen Schubmasse von dem Ostrand der Alpen bis zu ihrem Kopfe. a - frühere, a' jetzige Oberfläche. Umwandlung der schraffierten Bogenlinie in die ausgesetzte durch die Schubbeschleunigung in höheren Horizonten. Fig. 97. Umwandlung einer normalen Mulde ebendadurch in schuppenförmige Stücke. - Fig. 94, 95 und 98 im Maßstabe von 1:2000000.

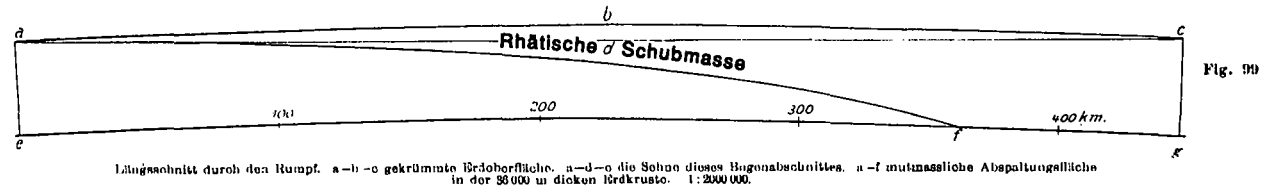


Abb. 1. Tafel V mit Fig. 94-99 aus ROTHPLETZ (1905): Ausdehnung und Herkunft der Rhätischen Schubmasse. Mit eingefügten, kommentierenden Erläuterungen in anderer Schrift.

und nachfolgend Teile des Vorlandes unter sich zu begraben (vg. RING et al., 1988, 1989; RATSCHBACHER et al., 1989). So kehren heute die Ideen westvergenter Tektonik zurück. Jedoch mit einem großen Unterschied. Damals galt die westvergente Tektonik als nacheozän und daher jünger als die nordvergente. Heute sieht man das umgekehrt! Früher glaubte man die West-Überschie-

bung des Ostalpins folge der Flyschablagerung nach. Heute nimmt man an, die Überschiebung gehe der Flyschablagerung zunächst zeitlich voraus, begleite und bedränge sie aber später von Osten und Süden her. Jedoch muß man sich weiterhin mit dem Phänomen steilstehender, seitenverschiebender Verschiebflächen befassen, wenn sie auch, wie hier, durch nachfolgende nordvergente Tektonik weggebügelt wurden.

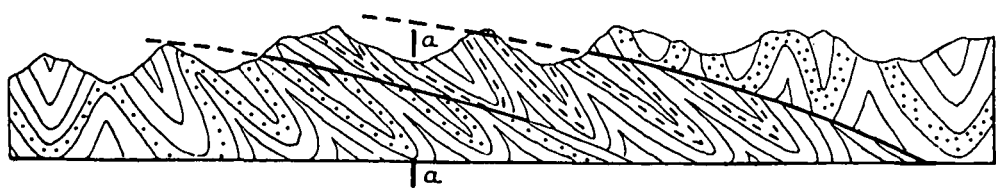


Fig. 8. Schematische Darstellung der zwei rhätischen Ueberschiebungen ohne Berücksichtigung der späteren bei a-a eingetretenen Störung.

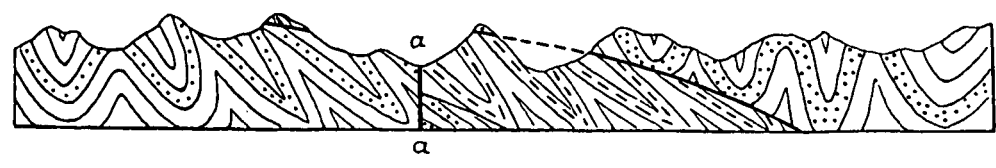


Fig. 9. Schematische Darstellung der späteren Störung (Absinken des Gebirges rechts der Spalte a-a) die im Rheinthale zwischen Chur und Bodensee eingetreten ist.

Abb. 2. Fig. 8 und 9 aus ROTHPLETZ (1902): Das Gebiet der zwei großen rätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin.

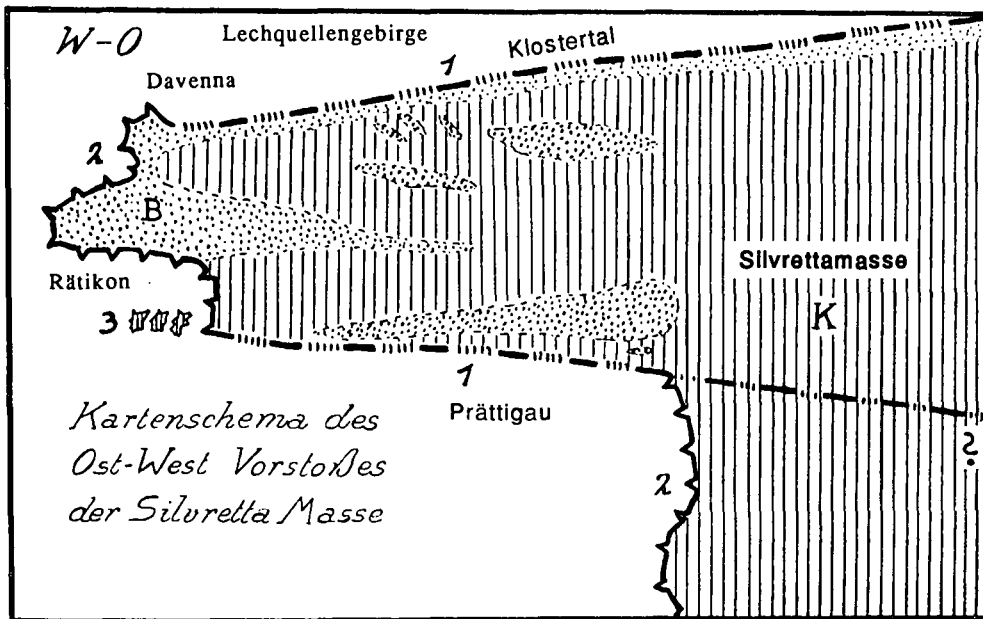


Fig. 14. 1 = steilstehende Verschiebungsbahn. 2 = nachliegende Schubfläche. 3 = Schubschollen. K = Silvrettakristallin. B = Auflagerungen von Verrucano-Buntsandstein und jüngeren Schichten. Zu Fig. 14 stellt Fig. 15 einen schematischen Längsschnitt dar.

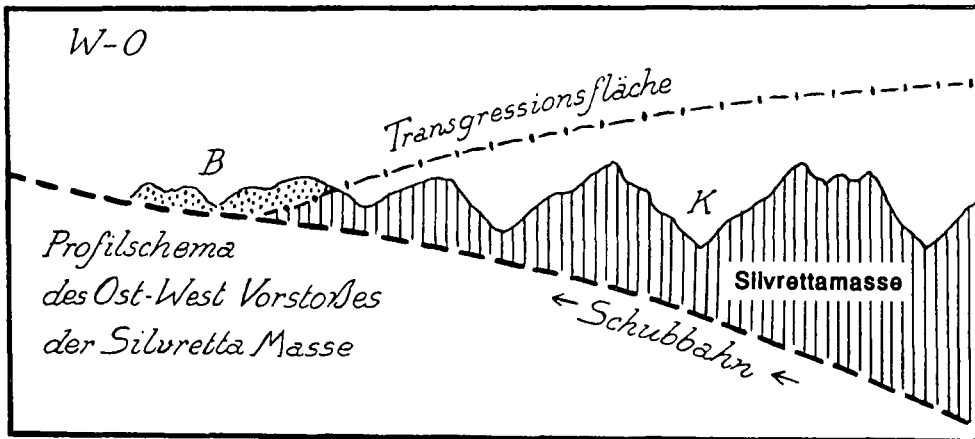


Fig. 15. Schematische Darstellung der Zuspitzung des Westendes der Silvrettamasse zwischen der Hangendtransgression und der Liegendschubfläche.

Abb. 3.
Fig 14 und 15 aus AMPFERER (1932):
Zur Großtektonik von Vorarlberg.
Mit eingefügten, kommentierenden
Erläuterungen in anderer Schrift.

2. Ein Syntheseversuch

Ein Versuch, diese Vorstellungen aus der Sicht der westlichen Flysche zu prüfen und im Hinblick auf die größeren Zusammenhänge, paläogeographische Karten der gesamten Ostalpen, für die Zeit des Valang, des Barrême-Apt, des Alb, des Turon, des Maastricht-Paläozän sowie des Unter-, Mittel- und Obereozän, zu zeichnen, ergab folgendes Konzept.

Diese Annahme westvergenter Bewegungen im Ostalpin und im südlichen Penninikum von der Steiermark bis nach Graubünden fördert den Gedanken einer paläogeographischen Verbindung der Flysche des Prättigaus mit südlich anschließender Schamser Schwelle über Bündner Schiefer im Unterengadiner Fenster und in den Schieferhüllen der Tauern zu Flyschen des Wienerwaldes. Falls man, wie im Westen am Alpenrhein, auch im Wienerwald eine Divertikulation der Flysche annimmt, ergäbe sich eine Verbindung zur Laaber Decke! Und mit klarem Verband jene des Rhenodanubikums des Westens zur Greifensteiner Decke.

Ebenso ist so eine Verknüpfung der Falknis-Sulzfluh-Tasna-Schwelle als intrapiemontesisches Element zu

den Pieniden und jene der Arosazone über die Matreier Zone in die Trennfuge nördlich des Hochatrikums vertretbar. Die Schamser Einheit verbliebe als Mittelpenninikum und würde nach Osten als Nordschwelle des Rhenodanubikums figurieren. Von ihr wäre der frühkretazische Haunsberg-Wildflysch N Salzburg eventuell zu beziehen (FRASL et al., 1987). Auch die Verteilung der Aptychen- und der Tristelschichtenfazies liefert Hinweise über den Verlauf der tiefmeerischen Verbindungswege vom Nordatlantik zur Tethys. Kommt das Piemontaise von Südwesten herein, dann kann es nur durch westvergente Tektonik zugeschoben werden.

Im Alb stünde die Front des Ostalpins hinter einer Südfortsetzung des Böhmisches Massivs. Vom Cenoman zum Turon verursachen tiefgreifende Unterschiebungen im, durch aktiven Wärmefluß aufbereiteten, kristallinen Stockwerk westvergente Tektonik und eine fortlaufende Rechtsseitenverschiebung des Ostalpins relativ zu Europa. Letzteres durchaus in Sinn von ROTH-PLETZ (1905)!

Ebenso bewirken sie ein Abheben der Kalkalpen vom Untergrund in ihren Salinarbereichen mit nachfolgendem Abgleiten nach Norden in einen tiefermeerischen Raum hinunter, wobei vorgosauischer Deckenbau ent-

steht. Darauf transgrediert eine Gosau kalkalpiner Prägung!

Von Nordwesten bis Westen untergreifende Akkretionen bauen bis zur Unter campan-Zeit am Deckenbau der Zentralalpen mit. Nachfolgend transgrediert hier die Gosau zentralalpiner Prägung, welche wenig Beziehung zur Kalkalpengosau hat und sich deutlicher mit den Kreide- und Eozänbildungen in Ungarn und im dinarischen Raum verbinden lassen dürfte.

Im Stirnbereich und (oder) im Anstoßbereich nach Norden kommt es zur Obduktion von Ophiolithen, welche ab der Mittelkreide ins umliegende Meer und nach Süden in die Kalkalpen Chromspinell als Schwermineral liefern.

Nach isostatisch kontrollierter Landformung im Maastricht geht im Paleozän–Untereozän die Westverschiebung weiter, wobei im Paleozän das Rhenodanubikum seitlich an die Kalkalpen angebunden wird. Vor dem Mitteleozän schwenkt die Verschiebungsrichtung des Ostalpins nach Nord und sinkt vor ihm der noch offene Penninikum-Teil des Prättigau etc. soweit ab, daß er vom Ostalpin mit seiner rhenodanubischen Stirn ohne größere Akkretionen überquert werden kann. Sie erreicht mit dem Obereozän den helvetischen Schelf. Im nach Norden wandernden Graben bilden sich Wildflysche und nachfolgend ein Restflyschbecken, aus dem sich die Molasse entwickeln wird.

Vom Unterinntal nach Osten kommt es im Kollisionsbereich zum Nordkontinent zur Obduktion von Ophiolithen, welche heute, nach magnetischer Evidenz, auf seinem Südrand unter den Kalkalpen liegen und vorher im Obereozän diese mit Chromspinell beliefert haben mögen.

Das heutige Bild der nördlichen Ostalpen entstand durch weiterlaufende Akkretion von Norden her wodurch der Alpenkörper auf den Schelf hinaufwanderte. Dabei wurde schrittweise das Helvetikum und die sich ablagernde Molasse in eine nordvergente postuntereozäne Tektonik einbezogen.

Da in den Kalkalpen zudem eine nordgerichtete kretazisch–vorgosauische Abgleittektonik wirksam war, ist nicht verwunderlich, daß die westvergente Tektonik ihres Untergrundes, welche vorher, gleichzeitig und nachher vor sich ging, in ihnen nicht auffällt und nur tiefer im Alpeninneren nachweisbar werden konnte.

Da die Illustrierung der tektonischen Gesamtabläufe einer ausführlicheren Befassung vorbehalten werden soll, wird hier nachfolgend nur die Situation im Untereozän anhand einer Skizze erörtert. Zu dieser Zeit soll nach der vorgetragenen Theorie die Wende von der westvergenten zur nordvergenten Tektonik sich vollziehen (Abb. 5).

3. Zur Wende im Eozän

Nach RING et al. (1988) wurde aufgrund gefügekundlicher Untersuchungen an ins Paleozän eingestuftes Gesteinen im Rätikon (vermutlich Couches rouges?) sowie an ins Paleozän bis ins Untereozän mittels Globorotalien, Discocyclinen und Nummuliten eingeordneten Flyschen der Fimberzone im Unterengadiner Fenster (RUDOLPH, 1979, 1982; OBERHAUSER, 1983) der Wechsel der Transportrichtung von WNW auf N in die Zeit von etwa 40–50 Mio. J. vor heute eingeordnet. Das wäre ins obere Unter- bis Mitteleozän, was auch mit dem Sedimentationsabschluß im Falknis-, Prätti-

gau- und Triesner Flysch im Liechtenstein im Untereozän harmoniert. Der Rhenodanubische Flysch scheint in Vorarlberg mit Maastricht zu enden.

Vom Paleozän übers Unter- zum Mitteleozän steigt Flyschfazies in den nördlichen vor dem Rhenodanubikum situierten Wildflyschbildungen Vorarlbergs auf, wobei verschiedenartigste Fazies vermischt wurde, und greift als Globigerinenflysch mit Mitteleozän ins Helvetikum hinaus. Wobei, analog vom Unter- zum Obereozän aufsteigend, nördlich davor die Globigerinenmergel abgelagert wurden. Ebenso mit zunehmender Schichtlücke von unten her, als ihre Vor- bzw. Unterlage, quarzsandig-glaukonitische, oft auch eisenschüssige, oder auch kalkige, Nummulitenschichten. Diese steigen im Vorarlberg vom Paleozän zum Mitteleozän auf. (Abb. 4).

Für die Erörterung der Paläogeographie geht man am besten vom heutigen Übergangsgebiet zwischen Alpen und Karpathen aus. Hier bestand vom Maastricht zum Paleozän ein weiträumiges Flyschmeer, das aus dem ostalpinen Raum heraus vom Schutt eines durch isostatische Kräfte aufsteigenden Gebirges beliefert wurde. Festland ist nach heutiger Geographie im Gebiet vom Wechsel über die südliche Steiermark bis in die Krappfeldgosau anzunehmen, in letzterer sind um die Kreide-Tertiärgrenze terrestrische Bildungen überliefert.

Nach Norden und Westen im Maastricht Flachwasser mit grobem Orbitoiden-Sand und im Paleozän ein Lithothamienriff, welches, durch ein Hoch in den Pieniden, die Karpathen mit dem Bereich der heutigen südöstlichen Kalkalpen verbindet. Seine westlichen Fortsetzungen sind durch zahlreiche Gerölle in der Molasse Bayerns und des Tiroler Unterinntals erwiesen (HAGN, 1989 etc.). Auf Hochgebieten in den Kalkalpen sedimentieren planktonreiche Foraminiferenmergel in Nierentaler Fazies, welche nach dem vorher erfolgten westvergenten Zuschub der Arosazone mit den Couches rouges des Falknis-Sulzfluh-Tasna Hochs zusammenrücken. Auf der tieferliegenden Kalkalpenstirn und im Rhenodanubischen Flysch ersticken Turbiditlieferungen von Süden von Zeit zu Zeit den sandschaligen Foraminiferen-Benthos.

Für nördlichere Flyschräume sperrt die Rhenodanubische Nordschwelle, welche das Briançonnais mit einer Hochzone zwischen Magura und Silesikum verbunden haben mag, weitere Zulieferung von Süden ab. Daher dominiert nördlich von ihr ein anderes Schwermineral-Regime mit vorherrschender Lieferung von Westen und Norden im Prättigau, Unterengadiner Fenster (THUM, 1970), ?Tauernflysch und in den Hoisschichten im Wienerwald. Flachmeerische Bildungen des Nordens fehlen im Südspornbereich des Böhmisches Massivs, sind aber Karpathen-wärts in der Waschbergzone und nach Westen im Helvetikum ausgewiesen.

Wenn man für den Bereich Maastricht–Paleozän isostatische Landformung bei fehlender Subduktionsaktivität diskutieren kann, und solches für den östlichen Ostalpen teil noch bis ins Untereozän anhalten mag (Fehlen von Eozän in der Gosau Niederösterreichs etc.), so gilt das für die Untereozänzeit schon nicht mehr für die westlichen Ostalpen, was wiederum die Gerölluntersuchungen HAGN's aus der Faltenmolasse belegen, welche hier Meeresbedeckung anzeigen.

Argument dafür sind außerdem hier die vorgenannten, gefügekundlichen Nachweise von Westvergenz in

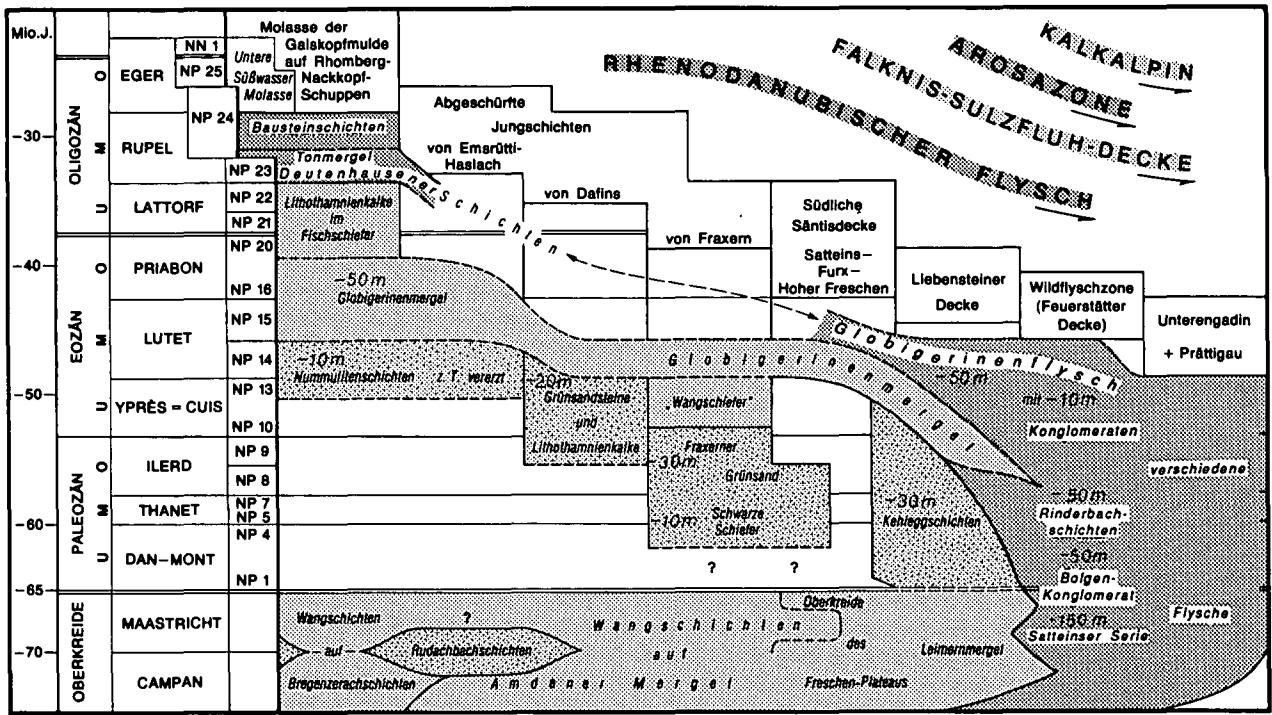


Abb. 4. Die Schichtfolge der höchsten Oberkreide und des Alttertiärs im Helvetikum und nördlichen Penninikum in Vorarlberg unmittelbar vor ihrer nordvergenten Tektonisierung zur Molassezeit, mit aufliegendem, vorher bis zum Ypres (Cuis) westvergent bewegtem, südpenninisch-ostalpinem Deckel.

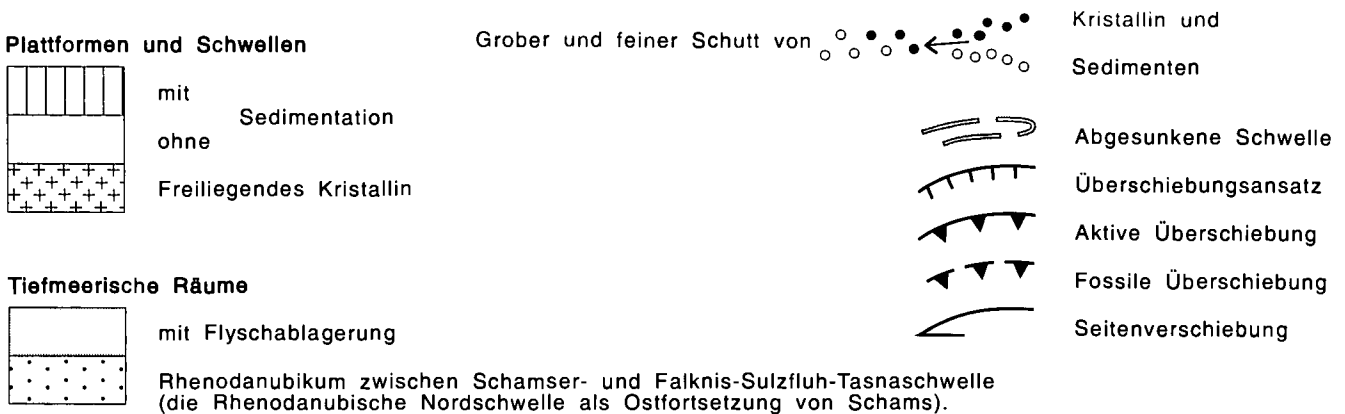
Paleozän- bis Untereozängesteinen im Unterengadin und Rätikon, welche ein sehr rasches Westvorrücken ihrer Überlagerung zwingend erfordern. Das Rhenodanubikum kommt dabei von Wien bis Salzburg unmittelbar neben und, von dort bis zum Rhein, unter den zunächst noch westwärts fahrenden ostalpinen Schlitzen, und wird von ihm mitgeschleppt.

Es sinken davor die Falknis-Sulzfluh-Tasna-Schwelle in die Tiefe und werden deren Couches rouges nun von Turbiditsedimentation zugedeckt, welche auch das Arblatsch-Flysch-Gebiet, den Prättigau Flysch mit dem Ruchberg Sandstein und die Räume der Laaber Decke des Wienerwaldes mit Agsbachschichten, und das paläogeographisch hier noch offene Rhenodanubikum mit Greifensteiner Sandstein, mit großen Mächtigkeiten auffüllt.

Mit der Wende nach Norden setzt dann das Ostalpine Deckengebäude zum Schub in Richtung Vorland an, um bis zum Miozän das Rhendanaubikum des Wienerwaldes (den untereozänen Greifensteiner Sandstein mit Fortsetzungen in tonmergeliger Fazies bis nach Salzburg) sowie nachfolgend die nördlich seiner Nordschwelle gelegenen, oben genannten Räume abzudecken. Nur noch im Laaber-Decken-Bereich des Wienerwaldes persistiert Flyschsedimentation bis in Obereozän, was karpathische Verhältnisse ankündigt. Dies ermutigt mich diesen Ablagerungsraum als nördlichsten anzusehen.

Während der nordvergenten Überquerung des Restpenninikums beliefert sowohl die südliche Deckenfront den Restrog mit teils feinklastischen Sedimenten wie Junghansenschichten, grobklastischen wie Bolgenkonglomerat.

Abb. 5. Paläogeographische Skizze der Untereozän-Zeit für die Ostalpen. Im Untereozän greift die Flyschsedimentation in den westlichen Ostalpen von Norden über die absinkenden Mittel- und Südpenninischen Schwellen hinweg, bis hin zur Subduktionsfront, der von West- auf Nordvergenz einschwenkenden, ostalpinen Deckenstirn.



glomerat oder Ophiolith-, und Aptychenschichten-Schürflingen im Wildflyschverbund, als auch der nördliche Schelf z.B. mit Globigerinenflysch, Leimern- und Globigerinenmergel-Segmenten, oder vom Böhmischem Massiv her, mit dem granitbürtigen Greifensteiner Sandstein und noch länger anhaltend, mit Agsbachschichten.

Ophiolithaufschlüsse in Niederösterreich aber auch am Molasserand im Bregenzerwald, sowie massive Spinell- und spärliche Glaukophanlieferung ins Unterinntal-Tertiär, vermutlich von Norden in die Kalkalpen (SCHNABEL et al., 1979) lassen auch Schlüsse auf Obduktionserscheinungen (ALLERSMEIER, 1981: 66) aus dem penninischen Untergrund herauf für die Eozänzeit zu. Dies vor allem von Tirol nach Osten, wo auch heute noch, nach Aussage magnetischer Untersuchungen, ein Ophiolithkörper unter den Kalkalpen liegt (HEINZ, 1990).

4. Zur Randspaltentektonik

Wenn wir auch heute dessen gewiß sind, daß eine durch Rechts-Seitenverschiebung entstandene, große longitudinale Randspalte, welche nach ROTHPLETZ die Rhätische Schubmasse am Kalkalpennordrand von Niederösterreich bis an die Iller bei Hindelang nach Norden abgrenzt, nicht vorkommt, so ist es namentlich im Lichte der Plattentektonik durchaus plausibel, daß Bewegungen solcher Art in der Baugeschichte der Alpen ihre Rolle spielen. So sind bereits seine Kommentare zur südlichen Randspalte im Vintschgau, oder vom Pustertal über das Gailtal bis zu den Karawanken durchaus lesenswert; namentlich seine Versuche, zeitlich einzuordnen, anhand jüngerer Ablagerungen und vulkanischer Bildungen, welche von ihrer Bewegung noch, oder nicht mehr betroffen wurden. Daher nimmt er für den Ablauf der großen rhätischen Überschiebung die Wende vom Unter- zum Mitteloligozän als wahrscheinlich an, will aber noch jüngeres Alter nicht ausschließen. Auch in anderen Längstälern der Alpen vermutete er, und andere, daß Seitenverschiebungskräfte am Werke waren und sind.

Letztlich befasst sich unsere moderne Strukturgeologie etwa unter einem Titel wie "Plate boundary kinematics in the Alps" teilweise mit denselben Erscheinungen, und spricht von Transpressionstektonik. Man hat aber, wiewohl von der Notwendigkeit einer nur horizontalen Kraftübertragungsmöglichkeit durch die Plattentektonik völlig befreit, große Schwierigkeiten, die angebrochenen geologischen Sachverhalte durch Seitenverschiebungstektonik befriedigend zu erklären.

- ① Wie ist es z.B. möglich, daß von einem westvergent bewegten Ostalpin, die nordvergenten Sedimentdecken der Kalkalpen in einen Seitenverschiebungsraum hinein oder über diesen hinweggleiten, ohne daß dieser auffällig durchpaust?
- ② Haben die u.a. durch Schwerminerallieferungen (Spinell, selten auch Glaukophan) ins Umland wahrscheinlich gemachten Obduktionen von der Mittleren zur Höheren Kreide (WOLETZ, 1963, 1967; MIRSCHIK et al., 1980; BIRKENMAJER, 1986, Fig. 5; LÜDIN, 1987; WINKLER, 1988; MISCHIK, 1991, etc.) oder im Eozän-Oligozän (SCHNABEL et al., 1976; ALLERSMEIER, 1981) mit Vorgängen im Seitenverschiebungskontaktbereich zu tun, oder mit solchen an der Subduktionsfront, oder solchen an beiden Orten? Zum Nachdenken über verschwundene Liefergebiete mahnen rätselhafte Geröllspektren karpathischer Fortsetzungen (Tethyale Trias, Blauschiefer, Jurasische saure Vulkanite etc.).
- ③ Hat jener Wärmeanstieg bis zur Mittelkreidezeit, welcher in der Kalkalpenbasis die Möglichkeit radiometrischer Einstufung erlaubt (FRANK et al., 1987) und Inkohlung förderte (PETSCHIK, 1989), die altpaläozoische tektonische Aktivität ausgelöst, oder wurde die Erwärmung durch letztere verursacht. Immerhin grenzte im Gebiet der späteren nördlichen Kontaktfläche des Ostalpins vor und am Anfang seiner Westbewegung eine erwärmte und bewegte Südplatte an eine vielleicht kühlere und vermutlich ruhende, meist aufgrund der Schwereunterschiede tieferliegende, Nordplatte, wobei die Kräfte der schiefen Ebene die nachfolgende, vorgosauische Kalkalpentektonik verursachen dürften. Diese bewirkten eine mehrfache Wiederholung von unten nach oben aufgewärmter Schichtverbände im Dekkenstapel!
- ④ Wenn man vom basaltischen Vulkanismus absieht, der im Rahmen der Ozeanisierungsvorgänge anzunehmen ist, so gibt es wenig Hinweise für Vulkanismus von der Kreide zum Eozän innerhalb, oder nördlich und südlich der Randspalte. Erwähnt seien die Ehrwaldite in den Tiroler Kalkalpen, von TROMSDORFF (1989) radiometrisch ins Alb eingestuft, und nach ihm als Basanite jede Subduktions-Aktivität im Umraum für diese Zeit noch ausschließend, aber auch pyroklastische Sedimente, welche EGGER (1989) aus dem Grenzbereich Paleozän-Untereozän im Rhenodanubikum Salzburgs erwähnt. Dies könnte über die Randspalte hinweg mit Tuffgeröllen in Aufarbeitungslagen im Untereozän der Gosau am Untersberg-Nordfuß in Salzburg im Zusammenhang stehen (HILLEBRANDT, 1962: 346). Falls dem so ist, wäre dies ein weiteres Signal dafür, daß im Untereozän der Flysch und die Kalkalpen von Salzburg dort schon endgültig beieinander liegen, und daher die Zeit der Westvergenz für letztere vorüber war.
- ⑤ Wie war überhaupt die marine Geographie in dieser Zone? Nur für die Zeit vom Obercampan bis ins Untere Paleozän möchte ich hier isostatisch kontrollierte Landformung annehmen und dadurch verursacht, über die noch durch oberflächennahe Ophiolithe unterlegte Kalkalpenstirn hinweg in den Flyschraum hinunter eine steilere Böschung mit submariner Erosion (FAUPL et al., 1987). Vorher und nachher sollten jedoch die Seitenverschiebungskräfte bestimmen.
- ⑥ Wie sah der Umraum aus? Wurde obduziert, wurde verschluckt? Was blieb im heutigen Alpenbau von jenen Seitenverschiebungsflächen erhalten? Wurden sie durch die junge nordvergente Tektonik, welche die Kalkalpen letztlich ins Molassebecken hinaus driften ließ, völlig weggebügelt?
- ⑦ War es eine schmale oder eine relativ breite Zone, in welcher schon im Ablauf der Seitenverschiebung, teils verschluckt, teils submarin, teils von Inselstreifen weg, erodiert wurde? Oder es erfolgten diese Vorgänge, vollständig oder teilweise, erst den Verschiebungen jeweils nachfolgend – immer mit dem Resultat, daß heute nichts mehr wirklich nachweisbar ist?

- 8 Wie kann man die in Mittelkärnten angezeigten tektonischen Abläufe vor der dort erst im Campan einsetzenden Gosausedimentation (B_1 : NW–SE-Achsen mit SW-Vergenz, B_2 : N–S- bis NE–SW-Achsen ohne Vergenz) und die die Gosau erfassende B_3 Verfallung, der N–S-streichende Faltenachsen fehlen, zu einem Gesamtbild fügen (APPOLD, 1989; NEUMANN, 1989; v. GÖSEN, 1989; WILKENS, 1989)? Ergibt sich vielleicht doch, daß hier die Westvergenz früher erlischt als im Westen? Durch gleiche Richtungsmuster zu erschließen, ergeben paläomagnetische Untersuchungen von AGNOLI et al. (1989) auch noch für das Maastricht hier im Krappfeld eine enge Verbindung zu altersgleichen Sedimenten auf der adriatischen Platte. Wird sich dies im Laufe des Eozäns nach der nordvergenten Überschiebung der „Randspalte“ ändern?

5. Ausblick

Auffällig ist auf jeden Fall, daß abgesehen von der vermuteten Ruhezeit vom Obercampan zum Paleozän, vorher und nachher, die Kreide- und Eozänsedimente der Flyschzone und der Kalkalpen kaum Beziehungen haben, was wahrscheinlich macht, daß einiges fehlt. Zumal eingeschürfte Klippen, falls sie vorliegen, faziell große Eigenständigkeit zeigen.

Plausibel wäre es, die theoretischen Fortsetzungen der Pienidischen Klippenzone der Karpathen (vgl. BIRKENMAJER, 1986) unter dem ostalpinen Deckel durch zu einer intrapiemontesischen Tasnaschwelle im Engadin, als den, heute im Rahmen der nachuntereozänen Nordvergenz flachgelegten und ausgedünnten, Hauptseitenverschiebungsbereich am Nordrand der Adriatischen Platte anzusehen. Auch der Bereich der Rhenodanubischen Nordschwelle wäre für die Paleozän-Untereozän-Zeit auf Seitenverschiebungserscheinungen zu überprüfen.

Geröllstudien in den Jungschichten auf dem Alpenkörper und im Vorland, wie sie besonders intensiv von München aus betrieben werden, sowie Schwermineraluntersuchungen, ein traditionelles Arbeitsgebiet der Geologischen Bundesanstalt in Wien, bedürfen weiterhin großer Beachtung. Ein wichtiges Tätigkeitsfeld für die Radiometrie wäre, mitzuhelfen bei der Lösung der Frage, wann und wo alpidisch neugebildete oder weitergewachsene Minerale als Einzel-Klastika oder in Geröllen in den Jungschichten auf dem Alpenkörper und in der Molasse des Vorlandes auftauchen! Das würde auch die Kenntnis der Abtragungsgeschichte der Alpen sehr fördern.

Weiter nachzuforschen bleibt auch, ob die bis zum Untereozän als westvergent ablaufend gesehene Tektonik, nicht nur durch Ruhepausen, sondern auch einmal, oder wiederholt durch Abläufe mit anderen Vergenzrichtungen, unterbrochen wurde. Dazu mahnte vor allem der vorgosauische Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen und eine darüber transgredierende Gosau. Letztere auch wegen ihrer Verschiedenartigkeit von der Gosau der Zentralalpen.

Literatur

AGNOLI, F., MAURITSCH, H. & REISINGER, J.: Paläomagnetische Ergebnisse aus Perm und Oberkreide der Gurktaler Decke. – Arbeitstagung Geol. B.-A., Wien 1989.

- ALLEMANN, F., SCHWIZER, B. & MARTIN, B.: Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1 : 25.000 – Regierung FL Vaduz 1985.
- ALLERSMEIER, Chr.: Geröllbestand und Entstehung des inneralpinen Obereozäns im Gebiet von Kössen (Tirol) und Oberaudorf (Oberbayern). – Diss. München 1981.
- AMPFERER, O.: Zur Großtektonik von Vorarlberg. – Jb. Geol. B.-A., **82**, Wien 1932.
- APPOLD, T.: Die Permotrias des Krappfeldes. – Arbeitstagung Geol. B.-A., Wien 1989.
- BIRKENMAJER, K.: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt of the Carpathians. – *Studia Geologica Polonica*, **88**, Warschau 1986.
- BLAAS, J.: Geologischer Führer durch die Tiroler- und Vorarlberger Alpen. – Innsbruck 1902.
- CADISCH, J., BEARTH, P. & SPAENHAUER, F.: Erläuterungen zu Blatt 420 Ardez. – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000, Bern 1941.
- EGGER, H.: Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **132**, Wien 1989.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M.: Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FAUPL, P. & FLÜGEL, H.W. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, Wien (Deuticke) 1987.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M.: Geochronological Data from the Eastern Alps. – In: FAUPL, P. & FLÜGEL, H.W. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, Wien (Deuticke), 1987.
- FRASL, G. & FLÜGEL, E.: Clasts from the Haunsberg Wildflysch (N of Salzburg) – Implications of the Northern Border Zone of the Rhenodanubian Flysch Trough. – In: FAUPL, P. & FLÜGEL, H.W. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, Wien (Deuticke) 1987.
- GÖSEN, W.v.: Tektonisch-metamorphe Entwicklung der Gesteinsserien des Mittel- und Oberostalpins auf ÖK Blatt 186 St. Veit/Glan. – Arbeitstagung Geol. B.-A., Wien 1989.
- HAGN, H.: Über einige bedeutsame Kreide- und Alttertiärgerölle aus der Faltenmolasse des Allgäus. – *Geologica Bavarica*, **94**, München 1989.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W.: Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. – *Mem. Soc. geol. suisse*, **1**, 1990.
- HERB, R.: Eozäne Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – *Ecl. Geol. Helv.*, **81**, Basel 1988.
- HILLEBRANDT, A.v.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). – *Z. deutsch. Geol. Ges.*, **113**, Jg. 1961, Hannover 1962.
- LORENZ, T.: Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. II. Teil, südlicher Rhätikon. – *Ber. Nat. Forsch. Ges.*, **XII**, Freiburg 1902.
- LÜDIN, P.: Flysche und tektonische Melanges im südpenninisch/unterostalpinen Grenzbereich (Arosa-Zone; Mittelbünden und Rätikon). – Diss. Basel 1987.
- MISCHIK, M.: Problems of the Pieniny exotic ridge: Possibilities of Microfacial Pebble Analysis. – Vortrag am Inst. f. Geologie, Univ. Wien, 1991.
- MISCHIK, M., JABLONSKY, J., FEJDI, P. & SYKORA, M.: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. – *Miner. Slov.*, **12**, Bratislava 1980.
- NEUMANN, H.: Die Oberkreide des Krappfeldes. – Arbeitstagung Geol. B.-A., Wien 1989.

- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter besonderer Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, Wien 1978.
- OBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflsch des Rätikon. – Jb. Geol. B.-A., **126**, Wien 1983.
- PAULCKE, W.: Tertiär im Antirhätikon. – Z. Min. Geol. Paläont., **17**, Stuttgart 1910.
- PETSCHIK, R.: Zur Warmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illitkristallinität). – Frankf. geowiss. Arb., C, **10**, Frankfurt 1989.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J.: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – *Geology*, **17**, 1989.
- RICHTHOFEN, F.v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol, 1. Abt. – Jb. Geol. R.-A., Wien 1859.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W.: Die Kinematik der Arosa Zone und Implikationen für die Entwicklung der Ostalpen. – Erl. geol. Abh., **116**, Erlangen 1988.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., & FRISCH, W.: Plate-boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arosa suture zone. – *Geology*, **16**, 1988.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRÁLIK, M.: Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – *Journal of the Geological Society*, Vol. **146**, London 1989.
- ROTHPLETZ, A.: Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. – Jena (Fischer) 1889.
- ROTHPLETZ, A.: Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin. – Geologische Führung durch die Alpen, Samml. geol. F., **X**, Berlin (Bornträger) 1902.
- ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschungen II, Ausdehnung und Herkunft der Rhätischen Schubmasse. – Lindauerische Buchhandlung, München 1905.
- RUDOLPH, J.: Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal. – N. Jb., Geol. Paläont. Mh., **1982**, Stuttgart 1982.
- SAMUEL, O. & SALAJ, J.: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. – GUDS, Bratislava 1968.
- SCHILLER, W.: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin, II Piz Lad-Gruppe. – Ber. Nat. Forsch. Ges., **XVI**, Freiburg 1906.
- SCHNABEL, W., DRAXLER, I. & STRADNER, H.: Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung der Umlagerungsfaktoren. – N. Jb., Geol. Paläont. Abh., **151**, Stuttgart 1976.
- SEIDLITZ, W.v.: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. – Ber. Nat. Forsch. Ges., **XVI**, Freiburg 1906.
- SEIDLITZ, W. v.: Geologische Exkursion durch den östlichen Rätikon. – Führer Geol. Exk., **V**, Graubünden – Tauern. – Max Weg 1913.
- SENGÖR, C.: Plate Tectonics and Orogenetic Research after 25 Years: a Tethyan Perspective. – *Earth-Science Reviews*, **27**, Amsterdam 1990.
- SPITZ, A. & DYRENFURTH, G.: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stifiser Joch. – Beitr. Geol. K. Schweiz N.F., **2**, 1915.
- STEINMANN, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen I, I Fortsetzung und Schluß, II. – Ber. Nat. Forsch. Ges., **IX**, **X**, **XVI**, Freiburg 1895, 1897–98, 1906.
- SUCESS, E.: Die Entstehung der Alpen. – Wien (Braumüller) 1875.
- SUCESS, E.: Über das Inntal bei Nauders. – Sber. Akad. Wiss., Math. Natw. Kl., I, **114**, Wien 1905.
- THUM, I.: Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **62**, Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung von Eduard SUCESS für die Deckenlehre. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75**, Wien 1981.
- TRÜMPY, R.: The Engadine Line: a sinistral wrench fault in the Central Alps. – *Mem. Geol. Soc. China*, **2**, Taipei 1977.
- TRÜMPY, R.: An Outline of Geology of Switzerland. – Basel (Wepf) 1981.
- TRÜMPY, R.: A possible Jurassic-Cretaceous Transform system in the Alps and the Carpathians. – *Geol. Soc. Am., Spec. P.*, **218**, 1988.
- TRÜMPY, R.: The Glarus Nappes: A Controversy of a Century ago. – Academia Press 1991.
- WILKENS.: Paläogene Sedimente des Krappfelds und seiner Umgebung. – Arbeitstagung Geol. B.-A., Wien 1989.
- WINKLER, W.: Mid to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the Western part of the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., **131**, Wien 1988.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **196**, Wien 1963.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Kreidesandsteinen aus den westlichen Karpathen. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, Wien 1967.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. April 1991.

Der Nordrandbereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kaumberg und Altenmarkt an der Triesting (Niederösterreich) und der Mikrofossilinhalt seines Kreide-Paläogen-Anteils

Von BENNO PLÖCHINGER & JOSEPH SALAJ
Mit Beiträgen von HANS EGGER & HERBERT STRADNER*)

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

*Niederösterreich
Nördliche Kalkalpen
Bajuvarikum
Tirolikum
Trias-Unterkreide
Gosauablagerungen
Foraminiferen
Nannofossilien*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 57

Inhalt

Zusammenfassung	783
Abstract	784
1. Vorwort	784
2. Zur Stratigraphie	784
3. Zur Tektonik	789
4. Profilbeschreibungen	791
4. 1. Profil 1	791
4. 2. Profil 2	792
4. 3. Profil 3	792
4. 4. Profil 4	793
4. 5. Profil 5	794
4. 6. Profil 6a	796
4. 7. Profil 6b	799
4. 8. Profil 7	800
4. 9. Profil 8	801
4.10. Profil 9	806
4.11. Profil 10	806
Literatur	807

Zusammenfassung

Grundlage der Arbeit bildet die geologische Aufnahme von B. PLÖCHINGER im Maßstab 1 : 10.000 und die von J. SALAJ vorgenommene Untersuchung der kretazischen und paläogenen Mikrofossilien.

Am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen im Raum Kaumberg – Altenmarkt an der Triesting (Niederösterreich) ist das Bajuvarikum reich gegliedert. Es breitet sich zwischen der Flysch- und Klippenzone im Norden und der Reisalpendecke (Tirolikum) im Süden aus.

Die Schichtfolge des basal verschliffenen Bajuvarikums ist im wesentlichen folgende: Opponitzer Schichten (Oberkarn), Hauptdolomit (Nor), Plattenkalk (Nor/Rhät), Kössener Schichten (Rhät), Allgäuschichten (Lias), Klauskalk (Dogger), bunte Kiesel- und Radiolaritschichten (Oxford), ?Agatha-(Acanthicus-)Kalk (Kimmeridge), Neokommargel, Tannheimer Schichten (Oberapt-Alb), Losensteiner Schichten (Mittelalb-Cenoman) und Gosauablagerungen mit grauem Quarzsandstein (?Coniac-Santon), teilweise bunten Mergeln und rotem, sparitisch-sandigem Kalk in Nierentaler Fazies (Untercampan), Nierentaler Schichten (Obercampan-Maastricht) und Gießhübler Schichten (höchstes Maastricht-Paleozän). Keupereinschaltungen im Hauptdolomit, mächtige Allgäuschichten und exotikareiche Losensteiner Schichten sind für den Nordrandbereich des Bajuvarikums charakteristisch.

Der Anteil an der Reisalpendecke besteht aus den vor deren aufgerichteter Front liegenden Resten oberpermischer bis tief-anisicher, evaporitischer Sedimente, in der Hauptmasse aus mitteltriadischen Karbonaten, Lunzer und Opponitzer Schichten (Karn), Hauptdolomit (Nor), Dachsteinkalk (Nor/Rhät) und Gosauablagerungen.

Die tektonischen Bewegungen beginnen vor und enden nach der Ablagerung der Gosausedimente. Durch die Überschiebung der Reisalpendecke auf das nördlich vorgelagerte Bajuvarikum wurde dieses gefaltet und verschuppt. Die vorgosauische Tek-

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. BENNO PLÖCHINGER, Hyrtlstraße 15, A-2340 Mödling; Dr. JOSEPH SALAJ, Rue Tekovská 9, ČSFR-82109 Bratislava; Dr. HANS EGGER, Dr. HERBERT STRADNER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

tonik ist im Bajuvarikum durch eine leicht diskordante Lagerung der Mittelkreidesedimente, durch Schollengleitung während der Sedimentation der Losensteiner Schichten und durch die Transgression der Gosauschichten über ein ausgeprägtes Relief belegt. Klar tritt die nachgosauische Tektonik in Erscheinung: Gosausedimente unterlagern eine große Deckscholle der Reisalpendecke wie die gesamte Überschiebungsfläche der Reisalpendecke und zeigen sich in den Schuppenbau des Bajuvarikums einbezogen.

The Northern Margin of the Northern Calcareous Alps between Kaumberg and Altenmarkt an der Triesting (Lower Austria) and the Microfauna of its Cretaceous–Paleogene Parts

Abstract

This presentation is based on the geological mapping of B. PLÖCHINGER at a scale of 1 : 10.000 and the examination of the Cretaceous to Paleocene microfauna carried out by J. SALAJ.

At the northern border of the Northern Calcareous Alps – in the area of the villages of Kaumberg and Altenmarkt along the Triesting River (Lower Austria) – the Bajuvarikum is geologically multi-faceted. It extends between the Flysch and Klippenzone to the North, to the Reisalpen Nappe to the South.

The stratigraphic sequence of the Bajuvarikum, which is tectonically dragged at its base, mainly shows the following order: Opponitz Beds (Upper Carnian), Hauptdolomit (Norian), Plattenkalk (Norian/Rhätian), Kössen Beds (Rhätian), Allgäu Beds (Liassic), Klaus Limestone (Dogger), variegated chert and radiolarite beds (Oxfordian), ?Agatha (Acanthicus) Limestone (Kimmeridgian), Neocomian marls, Tannheim Beds (Upper Aptian–Albian), Losenstein Beds (Middle Albian–Cenomanian), Gosau Beds with Quartz sandstone (?Coniacian–Santonian), partially variegated marls and sparitic–sandy limestone in Nierental facies (Lower Campanian), Nierental Beds (Upper Campanian–Maastrichtian), Gießhübl Beds (highest Maastrichtian–Paleocene). Keuper intercalations in the Hauptdolomit and exotica-rich Losenstein Beds are characteristic of the Northern Bajuvarikum.

The part of the Reisalpen Nappe consists of remnants of Upper Permian to lowest Anisian evaporitic beds on the foot of its upturned front, of Middle Triassic carbonates, Lunz and Opponitz Beds (Carnian), Hauptdolomit (Norian), Dachstein Limestone (Norian/Rhätian) and Gosau Beds at its main body.

The time of the tectonic movements begins before and ends after the deposition of the Gosau Beds. During the course of the overthrusting of the Reisalpen Nappe over the northerly lying Bajuvarikum the last one was folded and sliced. The pre-Gosauian tectonic phases are documented by a slight discordant deposition of Middle Cretaceous sediments, by block-gliding during the sedimentation of Losenstein Beds as well as by the transgression of Gosau Beds over a remarkable relief. The post-Gosauian tectonic structure is clearly documented by the fact that Gosau Beds underlie an outlier of the Reisalpen Nappe as well as the thrust-plane of the whole nappe, and are involved in the slice-buildup of the Bajuvarikum.

1. Vorwort

Die vorliegende Darstellung beruht auf einem Kartierungsauftrag, den B. PLÖCHINGER von der Geologischen Bundesanstalt im kalkalpinen Bereich des Blattes 57 Neulengbach erhielt. Sie schließt an jene des Herrn Prof. H. KÜPPER (1949) an, die 1952 in der geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000 ihren Niederschlag fand, und soll, unabhängig von der in großem Rahmen von Herrn Dr. G. WESSELY durchgeführten geologischen Aufnahme, zur Klärung des kompliziert gebauten Gebietes zwischen Kaumberg und Altenmarkt/Triesting beitragen.

Obwohl die geologische Aufnahme B. PLÖCHINGERS 1 : 10.000 bereits zwischen den Jahren 1973 und 1978 erfolgte, wurde sie teilweise noch 1990 revidiert. Im gleichen Jahr übernahm Herr Dr. J. SALAJ (Bratislava) die Untersuchung zahlreicher, zumeist von Herrn K. UHER ausgesuchter, mikrofossilführender Schlammrückstände und ermöglichte damit in vielen Fällen eine genaue zeitliche Einstufung der kretazisch–paleozänen Sedimente. Die Herren Dr. H. EGGER und Hr. H. STRADNER trugen durch die Nannofossilbestimmung bei.

Zur Dokumentation der Untersuchungsergebnisse sind die Probenentnahmestellen in 10 Querprofilen vermerkt und im Text beschrieben.

Herzlich gedankt sei allen, die geholfen haben, die Arbeit zum „Abschluß“ zu bringen, in fachlicher Hinsicht den Herren Prof. FAUPL und Dr. WAGREICH für 2 Schwermineralbearbeitungen, Herrn Prof. MOSTLER für

eine Holothuriensusuchung, Herrn Dr. R. OBERHAUSER für Mikrofossilbestimmungen, Ratschläge und die Durchsicht des Manuskriptes, Herrn Dr. M. E. SCHMID für Foraminiferenbestimmungen, Herrn Dr. W. SCHNABEL für 3 Schwermineralanalysen und Anregungen, Herrn Dr. R. SURENIAN für eine Röntgenmikroanalyse.

2. Zur Stratigraphie

Nähere Angaben befinden sich bei den Profilbeschreibungen.

Haselgebirge (Oberperm), Werfener Schiefer (Skyth), Reichenhaller Rauhwacke und Brekzie (tiefes Anis) treten als basale Schichtglieder der Reisalpendecke sporadisch an deren Frontbereich auf. Sie wurden von der Hauptmasse losgelöst, verschliffen und mitgeschleppt. G. WESSELY (1987, S. 264) stellt sie zu seinem „Basalteppich“.

Gutensteiner Kalk und Dolomit (Anis) sind als Bausteine der Reisalpendecke nördlich des Bärenales, in den Deckschollen NW des Waisenhofes und am Nordfuß des Gemeindeberges vertreten. Nördlich des Bärenales W Gehöft Ansgar zeigt sich auch eine Partie aus bräunlichgrauem, hornsteinführendem Reiflinger Kalk.

Lunzer Schichten (Unterkarn) sind im westlichen Abschnitt des Frontbereiches der Reisalpendecke anzutreffen. Es sind dunkelgraue bis braungraue, glattflä-

chige Tonschiefer und Tonmergel. Sie lassen sich, obwohl größtenteils schuttbedeckt, von den unteren Kehren der Hochriegelstraße bis zum Höfnergraben verfolgen. Nördlich des Bärenales verweist ein verfallener Stollen auf einen ehemaligen Kohleflözabbau.

Opponitzer Schichten (Oberkarn) sind vor allem am Nordrand des Bajuvarikums verbreitet. Vornehmlich handelt es sich da um eine graue, bräunlichgraue oder auch rötlich gefärbte Kalkrauhwacke und um einen in seiner Färbung ebenso wechselnden, dichten bis spätigen Kalk, Gesteine deren Gesamtmächtigkeit bei durchschnittlich 100 m liegt. Opponitzer Schichten bilden zwischen Kaumberg und Gehöft Ebner, zwischen dem Steinbachtal und dem Gehöft Großbacher im Höfnerbachtal sowie am Reisberg den Nordrand der Kalkalpen. Ein kleines Opponitzer Kalk-Vorkommen befindet sich ca. 200 m NE Gehöft Kleinbacher, ein größeres mit hangender Rauhawacke östlich der Höfnerbachmündung.

Der graue bis bräunlichgraue Hauptdolomit (Nor) ist sowohl im Bajuvarikum als auch im Tirolikum das tragende Element. Im Bajuvarikum ist er oft dünnbankig und nur an die 200 m mächtig; in der Reisalpendecke ist er massiger und erreicht mehr als die doppelte Mächtigkeit. Im Hauptdolomit sind östlich vom Kaumberg, am Güterweg WSW des Gehöftes Ebner, bunte, vorwiegend grünlichgraue Keupertone eingeschaltet, die von ebenso gefärbten, sandigen Lagen und von einer gelblichen bis rötlichen Dolomitrauhwacke begleitet werden. Die hier vorliegende E-W-Talung ist sichtlich der leichten Verwitterung dieser Ablagerungen zuzuschreiben. Wie G. WESSELY (1989, S. 544) berichtet, wurden auch beim Wasserleitungsbau südöstlich der Höfnerbachmündung solche Keupereinschaltungen im Hauptdolomit beobachtet. Erwähnenswert ist schließlich das kleine Vorkommen intensiv grüner Keupertone, das sich N des Frönerberges am Nutzweg östlich des Gehöftes Aschbichler findet.

An der Straße westlich Hafnerberg ist dem saiger gestellten Dolomit der Reisalpendecke ein auffallend ziegelroter, 2,5 m mächtiger, pelitischer bis crinoidenspätiger, dünnschichtig-gradierter Kalkarenit eingeschaltet, bei dem es sich eher um ein Oberkreideselement als um ein Keupersediment handeln dürfte. A. SPITZ (1919, S. 59) vermutet in ihm ein Gosauseiment. Nach der Röntgenmikroanalyse R. SURENIANS sind Mg, Al, Si, Ca und Fe enthalten.

Ein bräunlichgrauer, dichter bis körniger, deutlich gebankter Plattenkalk des Nor-Rhät, auch „Rhätkalk“ genannt, geht im Bajuvarikum aus dem liegenden, ebenso gebankten, Hauptdolomit hervor und wird hangend, gelegentlich aber auch unmittelbar, vom dunkelgrauen, lumachellenführenden, teilweise sandigen Mergelkalk der Kössener Schichten (Rhät) überlagert. 20 m W des Gehöftes Hirschberg finden sich im sparitischen Rhätkalk Brachiopoden, darunter *Rhätina gregaria* (Suess). Riffazies ist nur spurenweise anzutreffen. Der Platten- bzw. Rhätkalk und die Kössener Schichten bilden im Bajuvarikum ein bis etwa 100 m mächtiges Gesteinspaket. Mehrererorts sind im Plattenkalk Kleingastropoden und Echinodermereste anzutreffen. Der Steinbruch im Laabachtal N des Waisenhofes läßt im dicker gebankten, von Tonschlieren durchzogenen Kalk vereinzelt große Bivalvenschalen und Korallen erkennen (H. KÜPPER, 1949, S. 119). Sein Hangendes bilden ein lumachellenführender, plattiger

Mergelkalk mit im Dünnschliff erkennbaren Kleingastropoden, ein Biokalkarenit und ein Biokalkrudit. Mikrofauna führen der Oosparit am Nordfuß des Frönerberges (mit *Agathammina australpina* KRISTAN-TOLLMANN) und die Kössener Schichten S der Zufahrt vom Steinbachtal zum Gehöft Stickler (siehe Kap. 4.4.).

Der Dachsteinkalk (Nor/Rhät) ist im zusammenhängenden Zug des Reisalpendecken-Anteiles mit seinen charakteristischen roten, terrigenen Schlieren und seinen feinkörnig-oolithischen Zwischenlagen entwickelt. Eine Oolithbank innerhalb der NW-streichenden Dachsteinkalkkrippe des Kienberges weist Algen (*Clypeinen*, „*Macroporella*“ sp.), *Triasina hantkeni* MAJZON, Bryozoen, Ostracoden und Holothuriensklerite (det. R. OBERHAUSER) auf. Megalodontiden sind in mächtigeren, dem Loferitzzyklus C entsprechenden Bänken enthalten. An der Steinkampl-Deckscholle der Reisalpendecke zeigt sich an der Kote 585 ein massiger bis gebankter, teilweise rötlich gefärbter und dichter Kalk (siehe dazu A. SPITZ, 1919, S. 6). In einer oolithischen Partie sind Ooide mit konzentrischer und gleichzeitig radialstrahliger Struktur enthalten. Das Gestein ist damit dem oolithischen Rhätkalk der Krizná-Decke (M. MISIK, 1966, Taf. 13) oder auch jenem des Geiselsteines (F. FABRICIUS, 1967, Taf. 2) vergleichbar.

Ein zwischen dem Fylsch und den Kalkalpen gelegener, vorwiegend hellgrauer, gelegentlich hornsteinführender Kieselkalk (Lias-?Dogger), gehört der außerkalkalpinen „Kieselkalkzone“ zu (siehe Kap. 2.). Er ist in einem kleinen Vorkommen am Weg von Kaumberg zum Gehöft Hirschberg als nur metergroßer Block ca. 180 m NNE Gehöft Kleinbacher und zusammen mit Fleckenmergeln im Rutschbereich WNW Gehöft Kleinbacher anzutreffen. Das größte Kieselkalkvorkommen befindet sich jedoch am Nordrand des Reisberges, das sich in kleinen, perlschnurartig aneinandergereihten Schollen zwischen dem Klosterbachtal und dem Eisgraben fortsetzt (siehe Kap. 4.11.).

Allgäuschichten (Lias) stellen das am weitesten verbreitete jurassische Schichtglied dar. Es sind bis über 200 m mächtige, hell- bis dunkelgraue oder dunkel gefleckte Mergel und Mergelkalke. Sandige bis feinkörnige, oft von dunklen, langen Flecken durchzogene Mergel erinnern im tiefen Niveau der Allgäuschichten etwas an die Kalksburger Schichten (vgl. G. WESSELY, 1990, S. 423).

Allgäuschichten sind vor allem von N des Frönerberges zum Steinbachtal (Gehöft Steinbacher) und von hier über die Südflanke der N Gehöft Schatzel (Mitterböck) gelegenen Höhe zum Höfnerbachtal zu verfolgen.

Östlich des Höfnergrabens streichen die Allgäuschichten zum Mayrkogel und Triestingtal, zur Reisberg-Südflanke und zum Klosterbachtal. Auch im Gipfelbereich des Haltriegels (K. 568) und an der sanften Anhöhe südlich davon sind sie vorhanden. Ammoniten fanden sich östlich des Höfnerbachgrabens, östlich des Frönerberges und an der bekannten Lokalität N Gehöft Schatzel.

Am Reisberg-Südhang, im Bereich nördlich des Gehöftes Griesbauer, werden die liassischen Fleckenmergel von steil südfallenden, grauen, etwas kieselig-sandigen Mergelkalcken überlagert, die radiolarienreiche, flaserige Bänder aufweisen. NE des Gehöftes gehen sie lokal in bräunliche bis rötliche, zumeist feinspätige, kieselige Kalke über, die gleich den Mergelkalcken Bellemniten führen. Eine jüngere Altersstellung ist hier

Tabelle 1.
Bezeichnende Mikrofossilien in den Kreide-Alttertiär-Ablagerungen des Bajuvarikums zwischen Kaumberg und Altenmarkt an der Triesting.
Probennummern in Klammern.

Alt-tertiär	Stufe		Schichtbezeichnung	Mikrofossilien nach J. SALAJ	Nannoflora nach H. STRADNER & H. EGGER	Absol. Alter								
	Paläozoän	lierd Thanet Mont Dan												
Oberkreide	Maastricht		Gosaablagerungen ↓ Nierentaler Schichten	Sandschale Foraminiferen mit <i>Hormosina ovulum gigantea</i> (206, 207, 636) und mit <i>Globotruncana contusa</i> (636) <i>Globotruncana stephensoni</i> , <i>Contusotruncana scutilla</i> (216) <i>Globotruncanilla insignis</i> , <i>Globotruncana arca</i> (215) <i>Globotruncana arca rugosa</i> (?)	<i>Cruciplacolithus tenuis</i> (613) <i>Arkhangelskiella cymbiformis</i> (204, 205, 206, 207, 208)	65 Mill. J.								
							Campan	Teilweise bunte Mergel und roter, sparsamer Kalkarenit (Nierentaler Fazies)	<i>Contusotruncana scutilla</i> und <i>Globotruncana arca</i> (633) <i>Globotruncana arca</i> (10, 203, 213, 663, 687)	<i>Quadrum gothicum</i> (638) <i>Aspirolithus parvus</i> (637, 638) <i>Lucianorhabdus maleformis</i> (717)				
	Santon	Quarzarenit	Globotruncanen, <i>Dorothia oxycora</i> etc. zusammen mit Rudistenbruchstücken (651)											
	Coniac			?	Orbitolina conica, Orbitolina plana und Orbitolina aff. mamillata (572); Orbitolina concava, Thalmaninella brotzeni und Anomalina (Gavelinella) cenomana (24.8.76/3) <i>Rotalipora montsalvensis</i> (200) <i>Thalmaninella brotzeni</i> und <i>Thalmaninella appenninica</i> (621) <i>Thalmaninella appenninica balernaensis</i> (635) <i>Thalmaninella ticinensis ticinensis</i> und <i>Planomalina buxtorfi</i> (634, 612) <i>Thalmaninella ticinensis subticinensis</i> und <i>Anomalina (Gavelinella) complanata</i> (184 A, B) <i>Ticinella primula</i> , <i>Favusella</i> aff. <i>wastlensis</i> und <i>Anomalina (Gavelinella) intermedia</i> (147) <i>Haplophragmoides nonioninoides</i> (608) <i>Ticinella roberti</i> (211, 652) <i>Ticinella bejaouaensis</i> (281)									
	Turon	Losensteiner Schichten	?			Unterkreide im allg.: Nannoconiden (686, 774 u.a.) <i>Micranphololithus hoschulzi</i> (274)	95 Mill. J.							
	Genoman			Tannheimer Schichten	Parhabdololithus embergeri (281)									
	Unterkreide	Alb	Apt			Neokommergel	Kleine Gavelinellen, <i>Lenticulina</i> aff. <i>wisslmanni</i> (1.6.75/2) <i>Trocholina molestia</i> und Spumellarien (210) Calpionellen	<i>Parhabdololithus embergeri</i> (281)	135 Mill. J.					
				Barrême	Hauterive					Valangin	<i>Lithraphidites camilensis</i> (686)			
												Berrias		

nicht auszuschließen. Der östlichste Allgäuschichten-Aufschluß befindet sich im Bett des Klosterbaches, unmittelbar N Gehöft Angerbauer.

Eine ca. 50 m lange Scholle eines hellgrauen, liassischen Crinoiden-(Hierlatz-)Kalkes befindet sich westlich des Höfnerbaches, NW Haus Höfnerbach 13, zusammen mit hellem Rhätalk. Auch westlich des Höfnerbaches ist südlich der Zufahrt zum Gehöft Stickler ein hellgrauer Crinoidenkalk entwickelt. Das normal zwischen Kössener Mergelkalk und Klauskalk liegende Gestein ist lagenweise reich an Glaukonit und führt neben dem Crinoidenzerreibsel Brachiopoden, Schwammnadeln, Radiolarien und Foraminiferen.

Adneter Kalk ist nur sporadisch, so zum Beispiel am Mayrkogel-SE-Fuß, anzutreffen.

Klauskalk (Dogger) steht am Steinbachtal beiderseits der Zufahrt zum Gehöft Stickler an und ist auch am Aufbau des Mayrkogels beteiligt. Bei dem nur wenige Meter mächtigen, bräunlichgrauen bis rötlichbraunen, ammonitenführenden Gestein handelt es sich um einen Intrabiomikrit bis -sparit, der im Dünnschliff zahlreiche Filamente, daneben auch Crinoidenstielglieder und Globuligerinen (vorher Protoglobigerinen), vor allem *Globuligerina oxfordiana* (GRIGELIS), zeigt.

Zu den Kiesel- und Radiolaritschichten (Oxford) gehören dünn-schichtige, kieselige, rote Kalke, die sich u. d. M. als radiolarienreich erweisen, und ein gelblichgrauer bis rötlicher Radiolarit. Das Schichtglied ist geringmächtig beiderseits der Zufahrt zu Gehöft Stickler anzutreffen und formt mit ca. 40 m Mächtigkeit den Gipfelbereich des Mayrkogels. Klippenförmige Vorkommen dieses Gesteines befinden sich westlich des Eisgrabens, NW Gehöft Einbacher.

Hangend der Kiesel- und Radiolaritschichten ist am Mayrkogel noch ein, leider nicht näher untersuchter, roter, flaserig-knolliger ?*Agatha*-(*Acanthicus*-)Kalk (Kimmeridge) entwickelt. G. WESSELY (1989, S. 544) nennt von dieser Lokalität rötliche *Saccocoma* und *Calpionellenkalke*.

Graue, leicht dunkel gefleckte, feinsandige, harte Mergel und Mergelkalke konnten, zum Teil mikropaläontologisch belegt, als Neokommerngel ausgezeichnet werden. Das Gestein ist vor allem im Steinbachgraben westlich und südlich des Hagerhofes, im Bereich des Höfnerbachtals, z. B. bei Haus Höfnerbach Nr. 13, und S Kaumberg, am Nutzweg ENE Gehöft Aschbichler, entwickelt. Tithonmergel konnten bisher nur spurenhaf nachgewiesen werden (Abb. 1).

Die Neokommerngel, die an der östlichen Straßenböschung des Höfnerbachtals mit den Mittelkreideablagerungen verschuppt erscheinen, führen Gavelinellen, *Lenticulina* aff. *wisselmanni* BETTENSTAEDT, *Trocholina molesta* GORBATSCHIK und Spumellarien (det. J. SALAJ, Hauterive-Barrême), jene vom Rücken bei Höfnerbach 13 das Nannofossil *Lithrathidites carniolensis* DEFLANDRE (det. H. EGGER, Unterkreide bis Barrême), jene von westlich des Hagerhofes *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER (det. H. EGGER, Unterkreide) sowie Foraminiferen des Valengin-Barrême (det. R. OBERHAUSER) und jene S von Kaumberg *Nannoconus bucheri* BRÖNNIMANN (det. H. EGGER).

Tannheimer Schichten (Oberapt-Alb) sind als graue Tonmergel und graue, kalkreichere Mergel entwickelt, die im höheren Niveau dezimetergebantke Sandsteinzwischenlagen aufweisen. Sie sind zum Beispiel im Höfnerbachtal am NW-Fuß des Haltriegels und

bei der Einfahrt zur Fischzucht Böck, SSE des Haltriegels beim Gehöft Kocher und S Thenneberg am Reservoir beim Doppelhof anzutreffen.

Oberapt ist durch die Foraminiferen *Ticinella bejaouaensis* SIGAL und durch das Nannofossil *Parhabdolithus embergeri* (NOEL) belegt, das Unterapt durch *Ticinella roberti* (GANDOLFI) als vorwiegender Plankton und *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS) als vorwiegende sandschalige Foraminifere, das Mittelalb durch *Ticinella primula* LUTENBACHER & PREMULI SILVA, *Favusella* aff. *washitensis* CARSEY und *Anomalina (Gavelinella) intermedia* (BERTHELIN). Ein gelegentliches Hinaufreichen in das Oberapt ist nicht auszuschließen.

Durch Zunahme des Sandgehaltes gehen die Tannheimer Schichten – wo vorhanden – unter fazieller Verzahnung allmählich in die Losensteiner Schichten (Mittelalb–Obercenoman) über. Das entspricht auch der Erfahrung, die G. WEIDICH (1990, Abb. 2) an einigen durch die kalkalpine Unterkreide gelegten Profilen gewonnen hat. Weil eine kartierungsmäßige Trennung der beiden Schichtglieder nicht möglich erschien, wurden sie gemeinsam als „Mittelkreideablagerungen“ ausgeschieden.

Die Losensteiner Schichten bestehen aus 200 bis 300 m mächtigen, vielfach seidig glänzenden, grauen, schiefrigen Tonmergeln, die mit grauen, quarzreichen, turbiditisch gradierten Sandsteinen (Quarzareniten) wechsellagern, exotische Gerölle führen und auf den Schichtflächen gelegentlich Fließmarken, Lebensspuren und Pflanzenhäcksel erkennen lassen. Sie queren in zwei E–W-streichenden Zonen den Steinbach, breiten sich östlich des Höfnerbachtals in drei NE-streichenden Zonen aus und nehmen auch nördlich der Triesting einen größeren Raum ein. Bei der Kartierung boten die auf brach liegenden Feldern aufzulesenden exotischen Gerölle einen wertvollen Anhaltspunkt.

Im Höfnergraben, 150 m S Gehöft Kleinbacher, findet sich ein beim Straßenbau zerrütteter, an karbonatischen Intraklasten reicher Sandstein und ein dicht gepacktes, mittelkörniges Konglomerat mit exotischen Geröllen (Quarz, Quarzit, Porphy, Diabas, Phyllit etc.). W. SCHNABEL bestimmte im Schwermineralpräparat der aus dem Sandstein entnommenen Probe 711 4 % Granat, 14 % Zirkon, 15 % Turmalin, 5 % Rutil, 37 % Apatit, 10 % Chloritoid und 10 % Chromit; die ca. 700 m S davon einer höheren Schuppe (Höfnerhaus-Schuppe) entnommene Probe 713 weist sogar 78 % Chromit auf (siehe Beschreibung zu Profil 6 a).

Der Übergang vom Mittel- zum Oberapt ist durch die leitenden Foraminiferen *Thalmaninella ticinensis subticinensis* GANDOLFI und *Anomalina (Gavelinella) complanata* REUSS belegt, das Oberapt durch *Thalmaninella ticinensis ticinensis* GANDOLFI, *Planomalina buxtoni* (GANDOLFI), das höchste Alb durch *Thalmaninella appenninica balernaensis* GANDOLFI, das Untercentoman durch *Thalmaninella brotzeni* SIGAL, *Thalmaninella appenninica* (RENZ), das Mittelcentoman durch *Rotalipora montsalvensis* MORNOD und das Obercentoman durch *Orbitolina conica* d'ARCHIAC, *Orbitolina plana* d'ARCHIAC und *Orbitolina* aff. *mamillata* d'ARCHIAC (sie finden im Obercentoman ihre größte Verbreitung). Dünne, bräunlichgraue, kalkreichere, zerscherte Sandsteinlagen ca. 300 m S Gehöft Schatzel zeigen neben zahlreichen kleinen Orbitolinen Steinkerne der Wurmgattung *Rotularia* (det. F. STOJASPAL).

Auf dem Hauptdolomit und dem Dachsteinkalk der Reisalpendecke liegen zwischen dem Mittagkogel und

dem Gemeindeberg transgressiv Gosauablagerungen. Sie bestehen aus einem basalen Blockkonglomerat mit kalkalpinen Komponenten, einem Dolomitfeinkonglomerat, Kalksandstein und grauen Mergeln des ?Coniac-Santon. Die mit Konglomerat wechsellagernden, vorwiegend grauen, sandig-plattigen Mergel des Mittagkogel-Nordhanges können mit jenen verglichen werden, die östlich der Bahnstation Taßhof verbreitet sind und neben Inoceramenbruchstücken eine untercampane Mikrofauna mit *Globotruncana arca arca* (CUSHMAN) und *Globotruncanita elevata stuartiformis* (DALBIEZ) etc. führen. G. WESSELY (1985, S. 254f) gibt eine detaillierte Darstellung über die Gosauablagerungen der Reisalpendecke.

Die in der Folge behandelten Gosauablagerungen im Bereich des Bajuvarikums haben einen stratigraphischen Umfang, der vom ?Coniac-Santon bis in das Paleozän reicht und die zusammen an die 300 m mächtig sein dürften.

Feinkörnige, lokal gröber klastische, massige, graue Quarzsandsteine (?Coniac-Santon) treten vor allem am alten Steinbruch westlich der Zufahrt zu Gehöft Seidl, also im Bereich der Wallgraben-Gosaumulde, auf. In ihnen sind Rudisten-, Korallen- und Bryozoenbruchstücke aber auch Foraminiferen [Globotruncanen, *Dorothyia oxycona* (REUSS) etc.] enthalten.

Zu den untercampanen Gosauablagerungen in Nierentaler Fazies gehören graue bis rote, inoceramenführende Mergel und rote mikritische bis spartische Kalkarenite. Die Bezeichnung „Nierentaler Schichten“ soll nur auf jene Gosauablagerungen in Nierentaler Fazies beschränkt sein, deren Alter Obercampan-Maastricht erfaßt (D. HERM, 1962, S. 46; R. OBERHAUSER, 1963, S. 31), „s.l.“ ist aber auch die Zuordnung jener des Untercampan möglich. Die untercampanen Sedimente sind am Aufbau aller Gosaumulden unseres Bereiches beteiligt. Ihr östlichstes Vorkommen befindet sich im Raum von Klauswies NNE von Altenmarkt/Triesting. Das untercampane Alter ist mikrofaunistisch durch *Globotruncana arca* (CUSHMAN) und *Contusotruncana scutilla* (GANDOLFI), nannofloristisch durch *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT, *Aspidolithus parvus* (STRADNER), *Quadrum gothicum* (DEFLANDRE) und *Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN (det. H. EGGER) belegt. Eine graue, kieselige Lage weist im Profil des Höfnergrabens nach der Bestimmung W. SCHNABELS einen Schwermineralinhalt von 8 % Zirkon, 24 % Turmalin, 9 % Rutil, 39 % Apatit, 20 % Chromit auf. Mittelcampan dürfte zumeist Schichtlücke sein.

Nierentaler Schichten (Obercampan-Maastricht) sind vor allem an der Füllung der über 5 km langen Waisenhof-Stickler-Gosaumulde beteiligt. Es sind gut geschichtete, graue, bräunliche bis rötliche Mergelschiefer und kalkreichere Mergel, die gegen das Hangende turbiditisch gebildete, flyschoide Sandsteinzwischenlagen aufweisen und faziell den Gießhübler Schichten nahe stehen. Die Vertiefung des Meeres geht aus der Zunahme der sandschaligen Mikrofauna auf Kosten der kalkschaligen Mikrofauna hervor.

Neben zahlreichen sandschaligen Foraminiferen wie z. B. *Hormosina ovulum gigantea* GEROCH ist *Conicotruncana contusa* (CUSHMAN) enthalten. Das Maastricht-Alter fixierte H. STRADNER u. a. durch das Nannofossil *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA.

Drei Mürbsandsteinproben, die verschiedenorts den Nierentaler Schichten des Gebietes entnommen

wurden, weisen nach der Bearbeitung von P. FAUPL und von W. SCHNABEL folgenden durchschnittlichen Schwermineralgehalt auf: 6 % Zirkon, 22 % Turmalin, 17 % Rutil, 20 % Apatit, 29 % Granat, 1 % Staurolith, 3 % Chloritoid, 1 % Chromspinell, 1 % Hornblende.

Die Gießhübler Schichten (höchstes Maastricht-Paleozän) zeichnen sich durch die turbiditisch gebildeten, bunten, glattflächig-siltischen Mergelschiefer und die eingeschalteten flyschoiden Sandstein- und Feinbrekzienlagen aus. Der Karbonatgehalt tritt zugunsten pelitischer Komponenten und Quarz zurück.

Der Verfasser hält sich im allgemeinen an die ursprüngliche Definition, wonach die Gießhübler Schichten gemäß der mikropaläontologischen Bearbeitung von R. OBERHAUSER das Dan-Paleozän erfassen (B. PLÖCHINGER, 1964, S. 485ff). Sie setzen aber, wie z.B. im Profil des Höfnergrabens (Abb. 3) zu ersehen, schon im Maastricht ein („Untere Gießhübler Schichten“ im Sinne G. WESSELYS, 1990, S. 424).

Die im Bereich der Satransiedlung Altenmarkts vorliegenden Mergelschiefer mit ihren Sandsteinzwischenlagen bilden einen durch Mikrofossilien als Dan NP₂ belegten Anteil der Unteren Gießhübler Schichten. Neben den zahlreich in diesem Sediment enthaltenen sandschaligen Foraminiferen wie *Hormosina ovulum ovulum* GEROCH (det. J. SALAJ) ist das Nannofossil *Cruciplacolithus tenuis* STRADNER (det. H. STRADNER, Dan NP₂) enthalten.

Charakteristisch für die „Mittleren Gießhübler Schichten“ (Thanet) sind, wie G. WESSELY (1989, S. 264) erkannte, die zahlreich in Feinbrekzienlagen anzutreffenden Lithothamnienbruchstücke. Solche Lagen zeigen sich z. B. in den Gießhübler Schichten der Waisenhof-Gosaumulde N des Waisenhofes und in der Schönbüchel-Gosaumulde auf der Höhe des Schönbühels. Feinbrekzien- und Sandsteinlagen führen hier neben *Lithothamnium* div. sp., Bryozoen- und Korallendetritus, kleine Nummuliten und *Orthophragmina seunesi* (DOUVILLÉ) etc.

Ein Lesestück aus grauem, quarzreichem, sandigem Mergelschiefer der (?) „Oberen Gießhübler Schichten“ führt die Alge *Distichoplax biserialis* (DIETRICH) und zahlreiche Globigerinen des Paleozäns.

Aus der Litho- und Biofazies läßt sich nach J. SALAJ die paläogeographische Situation in der Kreide und im Paleozän folgendermaßen ableiten: Das Auftreten der Sandsteine in den Tannheimer Schichten ist jenem zeitgleich, das in den Westkarpaten mit einem von Vulkanismus begleiteten Rifting in Beziehung gebracht werden kann. Das durch sandschalige Foraminiferen charakterisierte Tiefwassersediment der Tannheimer Schichten geht im Oberalb-Mittelcenoman in das durch planktonische Foraminiferen gekennzeichnete, im seichteren Wasser abgesetzte Sediment der Losensteiner Schichten über und wird im Obercenoman vom neritischen, orbitolinenführenden Sediment der Losensteiner Schichten abgelöst. Das Exotika-Konglomerat des Oberalb-Untercenoman erklärt man bekanntlich durch das Auftauchen eines Rückens.

Nach der turonen Schichtlücke, die die Trockenlegung im Zuge eines kalkalpinen Deckenschubes zur Voraussetzung hat, erfolgte die Transgression des Gosaumeeres. Es erlangte mit dem Auftreten der sandschaligen Foraminiferen im Maastricht-Dan (Unterpaläozän) seine größte, unter der CCD gelegene, Tiefe. Im mittleren Paleozän verweisen planktonische Foraminiferen

feren und turbiditisch vom südlichen Beckenrand eingebrachte Flachwasserfossilien auf ein abermals verändertes Absatzmilieu.

3. Zur Tektonik

Das von Wald, Wiesen, Weiden und Feldern eingenommene Hügelland im kalkalpinen Raum zwischen Kaumberg und Altenmarkt an der Triesting gehört der tektonischen Einheit des Bajuvarikums zu. Eine prinzipielle Frage ist, ob es sich um Tiefbajuvarikum (Frankenfelder Decke), um Hochbajuvarikum (Lunzer Decke), um Anteile beider Decken oder einfach um ungeteiltes Bajuvarikum handelt.

Für die erste Version könnte man am ehesten den geringmächtigen Hauptdolomit mit seinen tonigen Keupereinschaltungen, die mächtigen Allgäuschichten und die mächtigen Mittelkreideablagerungen mit ihren exotikaführenden Losensteiner Schichten geltend machen, für die zweite Version die zum Teil mächtigere Plattenkalkentwicklung, das Fehlen der Schattwalder Schichten an der Rhät-Liasgrenze, das Auftreten von Crinoiden-(Hierlatz-)Kalk und das Fehlen der charakteristischen Kalksburger Schichten. Auch wenn sich Keupereinschaltungen und mächtige Allgäuschichten nur im nördlichen Bereich des Bajuvarikums zeigen und Crinoiden-(Hierlatz-)Kalk anstelle mächtiger Allgäuschichten in der südlicher gelegenen „Frönerberg-Haltriegel-Schuppe“, so sind das allein keine ausreichenden Kriterien für eine Deckentrennung. Eine hochbajuvarische Stellung dieser Schuppe wäre aber auch deshalb zu erwägen, weil Schollen derselben offenbar bereits während der Sedimentation der Losensteiner Schichten eingelitten.

Bis zu einer einvernehmlichen Klärung kann gemäß den Vorstellungen von G. SPITZ (1919, S. 90) und G. WESSELY (1975, S. 279) ein ungeteiltes Bajuvarikum angenommen werden. Zuletzt war man der Meinung, daß beim Vorstoß der Reisalpendecke das Hochbajuvarikum (Lunzer Decke) abgequetscht wurde und nur Tiefbajuvarikum (Frankenfelder Decke) vorliegt (siehe dazu A. TOLLMANN, 1976, S. 216; 1985, S. 206f; R. LEIN, 1976, S. A85).

Zwischen dem Bajuvarikum und dem Flysch sind am Kalkalpen-Nordrand klippenartige Vorkommen vor allem jurassischer Gesteine der „Kieselkalk-Schuppe“ anzutreffen. H. KÜPPER (1949) nimmt dabei unter Hinweis auf die von P. SOLOMONICA (1934) behandelte Kieselkalkschuppe des Wienerwaldes an, daß es Elemente des Nordrandes der Frankenfelder Decke sind. W. SCHNABEL hingegen stellt nach neuen Untersuchungen die Kieselkalkschuppen des Abschnittes Kaumberg-Altenmarkt nicht jenen des Wienerwaldes gleich, sondern jenen des Ybbsitz-St. Veiter-Klippensystems (PREY, S., 1975; SARNTHEIN et al., 1986; SCHNABEL, W. et al., 1988). So gesehen, lägen in ihnen Reste der Flyschbasis vor. W. SCHNABEL veranlaßt eine detaillierte Untersuchung.

Im Süden der sanft geformten Landschaft des Bajuvarikums erhebt sich der Bergzug Hochriegel (882 m) – Hoheck (1037 m) – Mittagkogel (862 m) – Gemeindeberg (769 m). Er kennzeichnet einen Teil der zusammenhängenden Reisalpendecke, der tiefsten Teildecke der Ötscher Decke (Tirolikum).

Beim vorgosauisch eingeleiteten, nachgosauisch bedekten Vorschub der Reisalpendecke wurde das vorgelagerte Bajuvarikum gefaltet und in Schuppen gegliedert. Dementsprechend ruhen bereits die Mittelkreideablagerungen mit leichter Diskordanz auf. Schollen der bereits genannten Frönerberg-Haltriegel-Schuppe glitten offenbar schon zur Mittelkreide, während der Sedimentation der Losensteiner Schichten, ein (siehe Kap. 4.5. und 4.6.). Die senonen bis paleozänen Gosausedimente ummanteln mit auffallender Transgressionsdiskordanz das vorgosauische Relief. In flachere Mulden gegliedert, bilden sie die Fortsetzung der tiefen Gießhübler Gosaumulde.

Der nachgosauische, wohl durch Untermuldung erfolgte, Vorschub der Reisalpendecke ist durch die an ihrer Front überschobenen Gosauablagerungen, durch eine auf Gosauablagerungen ruhende, große Deckscholle und durch die Einbeziehung der Gosausedimente in den nord- bis nordwestvergenten Schuppenbau des Bajuvarikums klar erkennbar. Auch die unterschiedliche Ausbildung zwischen den auf dem Bajuvarikum und den auf dem Tirolikum liegenden Gosauablagerungen ist als Folge der nachgosauischen Überschiebung zu werten. Daß es sich dabei um eine Sekundärbewegung handelte, geht aus der an einer Stelle beobachtbaren Einkeilung von Gosausedimenten zwischen den Lunzer Schichten und dem Hauptdolomit hervor.

Ein im Westteil im allgemeinen steil in südlicher Richtung, im Ostteil generell gegen SE einfallender Hauptdolomit bildet den Hauptbestandteil im Frontbereich der Reisalpendecke. Unter den liegenden, tektonisch weitgehend reduzierten Lunzer Schichten befinden sich zwischen dem Laabbachtal und dem Höfnerbachtal schollenförmig aus dem Verband gerissene, mitteltriadische Karbonatgesteine: Gutensteiner Dolomit und Kalk, Reiflinger Kalk. Weiter im Osten liegen auch noch zerscherte Reste von Reichenhaller Rauwacke und Brekzie, Werfener Schiefer und Haselgebirge vor der Front der Reisalpendecke.

Wo die Reisalpendecke von der E-W-Streichrichtung in die karpatische SW-NE-Streichrichtung umbiegt, treten bedeutende Querstörungen in Erscheinung. Zwischen solchen Querstörungen kam es am Mittagkogel-Nordhang zur Absenkung eines frontalen Abschnittes und am Kienberg zur Querstellung eines solchen.

Am Gemeindeberg SE von Altenmarkt erreicht der gefaltete, achsial ENE-fallende Dachsteinkalk der Reisalpendecke den Talboden der Triesting. Vom Festenberg weg springt die Front der Reisalpendecke gegen NNE vor. Weil auf dieser Erhebung der Dachsteinkalk erst in 540 m NN über dem Hauptdolomit einsetzt, kann man annehmen, daß der Durchbruch der Triesting östlich von Altenmarkt durch einen NW-SE-streichenden Verwurf vorgezeichnet ist.

Die vorwiegend aus zerrüttetem Hauptdolomit aufgebauten Erhebungen des Wiegenberges (K. 580) und des Steinkampls (K. 585) ruhen als Deckscholle der Reisalpendecke den Gosauablagerungen auf. Es ist die bereits A. SPITZ (1919) bekannte „Steinkampl-Deckscholle“. Auch die im Süden von Gosausedimenten umhüllten, kleinen Schollen aus Gutensteiner Dolomit, wie sie am NW-Fuß des Gemeindeberges anzutreffen sind, gehören dieser Einheit zu.

Es ist nicht verwunderlich, wenn zwischen der zusammenhängenden Masse der Reisalpendecke und der

Steinkamp-Deckscholle Gesteine aus deren tektonischer Basis mitgeschleppt wurden, wie jene des fraglich kalkalpinen Juraschürlings südöstlich der Bahnstation Altenmarkt–Thenneberg. Das von Haselgebirge begleitete Gestein besteht aus liassischem Fleckenmergel und buntem Oberjura-Radiolarit.

Wie schon eingangs erwähnt, liegt nördlich des Bergzuges der Reisalpendecke das sanft geformte Gebiet des Bajuvarikums mit seinen nur an die 600 m Höhe erreichenden Erhebungen. Es weist eine in der Hauptdolomitfazies entwickelte triadische Serie mit Opponitzer Schichten, Hauptdolomit und einem hangend in Kössener Schichten übergehenden Plattenkalk auf. Zur Juraschichtfolge gehören mächtige Allgäuschichten, Klauskalk, bunte Kiesel- und Radiolarit-schichten, ?Agatha-(Acanthicus-)Kalk, etwas Tithonmergel, zur Unterkreide Neokommergel.

Der größte Teil der Zone zwischen Kaumberg und Altenmarkt wird von Sedimenten eingenommen, die die Fortsetzung der Gießhübler Mulde bilden, und zwar die mit schwacher Diskordanz dem Untergrund aufliegenden, mittelkretazischen Ablagerungen des Oberapt bis Obercenoman und die mit deutlicher Transgressionsdiskordanz überlagernden Gosasedimente des ?Coniac–Santon bis Paleozän.

Beim Vorschub der Reisalpendecke wurde das Bajuvarikum gefaltet und in Schuppen gegliedert (Abb. 4 und 5). Die tiefste am nördlichen Kalkalpenrand zwischen Kaumberg und dem Höfnerbachtal gelegene Schuppe, die Ebner-Schuppe, setzt auf Grund der basalen Verschleifung erst mit den Opponitzer Schichten ein; ihre durch beträchtliche Keupereinschaltungen im Hauptdolomit charakterisierte Serie endet bereits mit den Kössener Schichten. Fast die gleiche Ausdehnung wie die Ebner-Schuppe hat die hangende Hirschberg-Schuppe. Sie ist sicherlich aus einer zerscherten Randfaltenstruktur hervorgegangen (vgl. R. LEIN, 1976, S. A85). Ihre vom Hauptdolomit ausgehende Serie reicht bereits bis in die, in einer bedeutenden Muldenzone liegenden, Mittelkreideablagerungen (Tannheimer und Losensteiner Schichten).

Südöstlich der am Höfnerbach-Unterlauf anzunehmenden, NNE–SSW-gerichteten Höfnerbach-Störung beginnt die WSW–ENE-streichende „Reisberg-Schuppe“, bestehend aus einer von den Opponitzer Schichten bis zu den Gosasedimenten reichenden Serie. Sie nimmt die Position einer Nordrandschuppe der Kalkalpen ein und bildet die Fortsetzung der an der Höfnerbachstörung linksseitig blattverschobenen Hirschberg-Schuppe („Hirschberg–Reisberg-Schuppe“). Durch diese Blattverschiebung dürfte es auch zur Steilstellung bis Überkippung der SW–NE-streichenden Juraschichtfolge des Mayrkogels südlich der Höfnerbachmündung gekommen sein. Bereits H. KÜPPER (1949, S. 115) wies auf den SW–NE-verlaufenden „Quersprung des Höfnergrabens“ hin.

Nördlich der Triesting streicht die Reisberg-Schuppe über den Südhang des Reisbergs bis zum Klosterbachtal und setzt östlich davon in einem NE-streichenden Hauptdolomit Rücken in Richtung Eisgraben fort. Zwischen der Reisberg-Schuppe und dem Flysch sind mehrererorts Gesteine jener Kieselkalkzone aufgeschlossen, die im Sinne von W. SCHNABEL (1979) ein Äquivalent der Ybbsitzer Klippenzone darstellen könnten. Einen zum Teil hornsteinführenden und mit Fleckenmergeln in Verbindung stehenden Kieselkalk trifft man

reliktisch an der Opponitzer Kalk-Scholle NNE Gehöft Kleinbacher (Grandl), dann, in größerer Mächtigkeit, unter den Opponitzer Schichten des Reisberges (Fernseherverstärker) und auch nördlich entlang der Hauptdolomitrippe zwischen dem Klostertal und dem Eisgraben.

400 bis 500 m SSE des Schacherkreuzes (K. 633) befindet sich eine von Rauhwacke gesäumte Scholle aus rotem Radiolarit (?Oxford) und aus grauen, fraglich unterkretazischen Mergeln. Auch diese Gesteine dürften zu den Klippen der „Kieselkalkzone“ gehören.

Die Gesteine der nächsthöheren, vom Frönerberg S Kaumberg ausgehenden, „Frönerberg-Schuppe“ zeigen sich in beträchtlichem Maße auf die jurassisch–kretazischen Hangendsedimente der Hirschberg-Schuppe aufgeschoben. Am Frönerberg ist der Überschiebungskontakt steil. Abscherungen geben Zeugnis von der Intensität der Überschiebung. Gegen Osten verflacht die Überschiebung, und gegen das Ende der Frönerberg-Schuppe stellen sich Schollen derselben ein (siehe unten).

Der Plattenkalk, der den Hauptdolomit des Frönerberges flankiert, setzt sich östlich des Kreuzes von „Lug ins Land“ an der NW-Flanke eines gefalteten Hauptdolomites fort. Erst östlich des Steinbachtals bildet er wieder das SE-fallende Hangende der Hauptdolomitaufwölbung.

Südlich der Abzweigung zum Gehöft Stickler vom Steinbachtal ist eine kleine, felsbildende Gesteinspartie aus rhätischen bis mitteljurassischen Sedimenten NW-vergent tiefmalmischen Kiesel- und Radiolarit-schichten aufgeschuppt (Abb. 1). Ihre zum Südflügel der Frönerberg-Schuppe gehörende Serie weist einen auf den Kössener Schichten bzw. auch Rhätkalk sedimentierten, geringmächtigen, hellen Crinoidenkalk oder auch geringmächtigen Fleckenmergel auf. Das steht im Gegensatz zu dem sonst weitverbreiteten, mächtigen Beckensediment der Liasfleckenmergel.

Im Bereich des Gehöftes Stickler werden die obertriadisch–jurassischen Sedimente der Frönerberg-Schuppe mit beträchtlicher Diskordanz von den Sedimenten der Waisenhof–Stickler–Gosaumulde überlagert.

Westlich des Höfnerbachtals liegen innerhalb der mittelkretazischen Sedimente einige Schollen aus obertriadischen bis liassischen Gesteinen der Frönerberg-Schuppe, die man als mittelkretazisch eingebrachte Gleitschollen betrachten kann. Es sind eine WSW–ENE-streichende Scholle aus stark zerrüttetem Hauptdolomit ca. 250 m SSE des Gehöftes Schatzel, eine ebenso streichende, 50 m lange Plattenkalkscholle 200–300 m SE des Gehöftes und eine etwa gleich lange, vorwiegend aus hellem Crinoiden-(Hierlatz-)Kalk bestehende Scholle ENE des Gehöftes, die nach G. WESSELY (1990, S. 423) durch einen mikrofossilführenden Brekziensaum mit den Losensteiner Schichten sedimentär verbunden erscheint. Dazu kommen in diesem Abschnitt noch kleine, in die Losensteiner Schichten eingegleitene Schollen aus Allgäuschichten und möglicherweise auch eine große Neokommergelscholle (siehe Kap. 4.5.).

Östlich des Höfnerbaches ist die große, aus Hauptdolomit, etwas Plattenkalk und aus Allgäuschichten aufgebaute „Haltriegel-Scholle“ als mitteltriadisch eingebrachte Gleitscholle zu deuten. Sie ruht verschuppten Mittelkreidesedimenten auf und wird wie die Dolo-

mitscholle westlich des Höfnerbaches – wahrscheinlich normal – von Losensteiner Schichten überlagert. Die Scholle bildet den östlichen, an der Höfnerbach-Störung etwas gegen NW versetzten, Ausstrich der Frönerberg-Schuppe.

Über die triadischen bis mittelkretazischen Ablagerungen der „Frönerberg–Haltriegel-Schuppe“ greifen mit deutlicher Diskordanz die Sedimente der Waisenhof–Stickler–Gosaumulde; sie sind E–W-streichend vom Waisenhof im Laabbachtal über das Steinbachtal und über das Gehöft Stickler bis nahe zum Höfnerbachtal zu verfolgen. Östlich des Tales streichen sie gegen NE bis zum Gehöft Furst (Gerner) und schließlich, wieder in der W–E-Richtung, bis zum Wallgraben. Sie haben sich durch die einengende Bewegung der südlich folgenden Mittelkreideablagerungen der „Höfnerhaus-Schuppe“ erhalten, die SE des Waisenhofes einsetzt, über den Steinbach in Richtung Höfnerhaus und von da gegen ENE in Richtung Thenneberg verläuft. Im Steinbach- und Höfnerbachtal ist ihre Aufschuppung auf die Gosauablagerungen gut zu erkennen.

Die Sedimente der schmalen, durchschnittlich nur an die 150 m breiten, „Wallgraben-Gosaumulde“ liegen normal über den Mittelkreideablagerungen der Höfnerhaus-Schuppe und streichen vom Überschiebungsrand der Reisalpendecke im Bereich der Fischzucht Böck im Höfnerbachtal bis zum Wallgrabenausgang bei Thenneberg. Auch das kleine Gosauvorkommen im Zwickel zwischen dem Triestingtal und der Klosterbachmündung kann diesem Gosaustreifen zugeordnet werden.

Ähnlich wie sich die Waisenhof–Stickler–Gosaumulde durch die Höfnerhaus-Schuppe erhalten hat, so wurde die Wallgraben–Gosaumulde durch die widerstandsfähigeren Alb–Cenoman-Sedimente der an die 600 m breit werdenden „Doppelhof-Schuppe“ eingengt. Von ihr hat sich zwischen dem Reservoir N des Doppelhofes und dem Bahnhof Altenmarkt/Thenneberg allem Anschein nach eine schmale Teilschuppe („Reservoir-Teilschuppe“) abgespalten.

Ausgehend von der Kote 466 am Doppelhof breitet sich auf dem Dach der Doppelhof-Schuppe die gegen ENE über das Gehöft Gross (Zuber) streichende, am Schönbüchel bis 500 m breite, dann gegen den Bahnhof Altenmarkt–Thenneberg ausspitzen „Schönbüchel-Gosaumulde“ aus.

Am Südostrand der Schönbüchel-Gosaumulde zeichnet sich durch einen Span aus Losensteiner Schichten, der 300–400 m SW des Doppelhofes die Hocheck-Forststraße quert, die „Hocheckfuß-Schuppe“ ab, die im Süden von der Überschiebung der Reisalpendecke begrenzt wird. Auf den Losensteiner Schichten liegen graue, sandtöne Mergelschiefer; sie werden im Bereich des Heimkehrerbründls von roten, in der Nierentaler Fazies entwickelten, Mergeln des Untercampan abgelöst.

Die Gosauablagerungen, auf welchen nördlich von Altenmarkt/Triesting die bereits genannte, zur Reisalpendecke gehörende Steinkampl-Deckscholle aufruh, lassen sich zwar unter dem Quartär des Triestingtales mit den Sedimenten der Wallgraben- und der Schönbüchel–Gosaumulde in Verbindung bringen, kennzeichnen aber mit den Gießhübler Schichten der Satransiedlung Altenmarkts und dem roten, in Nierentaler Fazies vorliegenden, untercampanen, mikrosparitischen Kalkarenit im Raum von Klauswies doch eine eigene, weit ge-

gen Norden ausgreifende Gosaumulde, die „Altenmarkter Gosaumulde“.

4. Profilbeschreibungen

Siehe dazu die Profillinien auf der geologischen Übersichtskarte (Abb. 4) und die geologischen Profile (Abb. 5).

4.1. Profil 1

Das Profil setzt erst an dem von der Laabbachtalstraße zum Mayerhof und zum Araburg-Parkplatz abzweigenden Fahrweg ein. Zu Beginn desselben befindet sich ein über 100 m langer Aufschluß SSE-fallender Losensteiner Schichten. Es sind mattgraue, schiefrige, stark sandige Mergel mit exotikaführenden Feinkonglomeratlagen.

In der Probe 30.4.75/1 enthalten sie

Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Praeglobotruncana delrionensis (PLUMMER)
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)
Hedbergella sp. .
Rotalipora appenninica RENZ
(det. M. E. SCHMID, Cenoman),

in der Probe 24.8.76/3

Echinodermenbruchstücke
Orbitolina mamillata d'ARCHIAC
Anomalina (Gavelinella) cenomana BROTZEN
Thalmaninella brotzeni SIGAL
Hedbergella planispira (TAPPAN)
Hedbergella brittonensis LOEBLICH & TAPPAN
Epistomina (Brotzenia) spinulifera polyptoides EICHENBERG (aufgearbeitet)
(det. J. SALAJ, Mittel- bis Obercenoman)
Watznaueria barnesae (BLACU)
Nannoconus colomii (DE LAPPARENT)
(det. H. STRADNER)

und in der Probe 572 aus weichen, sandigen Mergeln an einer SE-gerichteten Wegabzweigung

Orbitolina conica d'ARCHIAC
Orbitolina plana d'ARCHIAC
Orbitolina aff. *mamillata* d'ARCHIAC
Epistomina (Brotzenia) spinulifera (REUSS) (aufgearbeitet)
(det. J. SALAJ, Obercenoman)

Auf den Losensteiner Schichten liegt eine der Reisalpendecke zuzuordnende Scholle aus Gutensteiner Kalk und Dolomit. Sie wird N des Waisenhofes von 40° nordfallenden Gießhübler Schichten unterlagert, die aus flyschähnlichen, plattigen Sandsteinen und zwischenlagernden roten bis olivgrünen, harten Mergelschiefern bestehen. In der Probe 45 führen sie

Subbotina tricolulinoides (PLUMMER)
(det. J. SALAJ, Paleozän).

Die 200 m WSW des Waisenhofes (K. 529) aus bunten, mit Sandsteinen wechsellagernden, Mergeln entnommene Probe 46 führt

Thalmanorecurvoides simplex SANDULESCU
Ammodiscus tenuissimus (GÜMBEL)
Trochamminoides globigeriniformis PARKER & JONES
Hormosina ovulum GRZYBOWSKI
(det. J. SALAJ)

SE des Waisenhofes treten an einem unmittelbar nördlich der Reisalpendecken-Überschiebung gelege-

nen Mugel Losensteiner Schichten auf, die man, obwohl isoliert, zur Höfnerhaus-Schuppe zählen kann. Sandsteinplatten, die an der SW-Seite des Mugels gewonnen wurden, wechsellagern mit grauen, an Kohlehäcksel reichen, sandigen Mergeln. Diese enthalten in der Probe 280

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Recurvoides imperfectus HANZLIKOVA
(det. J. SALAJ, ?Alb)

und in den Proben 1.5.75/1,2 die Nannoflora

Watznaueria barnesae (BLACU)
Nannoconus sp.
Zyklolithus achylosus
Biscutum ignotum
Eprolithus floralis (STRADNER)
(det. H. STRADNER, höhere Unterkreide)

Während in der Schnittlinie die Reisalpendecke mit dem auf Lunzer Schichten liegenden Hauptdolomit einsetzt, befindet sich knapp östlich davon noch eine auf den Gosauschichten ruhende Gutensteiner Dolomit-Scholle dieser Einheit.

4.2. Profil 2

Dieses Profil liegt knapp östlich des Meridians von Kaumberg. An der Flysch-Kalkalpen-Grenze hat sich ein Span aus Kieselkalk erhalten. Er gehört der „Kieselkalkzone“ zu, die nun im Raum von Kaumberg – Altenmarkt/Triesting als jurassisch–unterkretazische Basis des Flysches gedeutet wird (u. a. M. SARNTHEIN et al., 1986; W. SCHNABEL et al., 1988). Durch die Verschleifung bei der Überschiebung auf den Flysch setzt das Bajuvarikum erst mit der Opponitzer Rauhwaacke ein. Seine Serie reicht über geringmächtigem Hauptdolomit bis zu den ebenso geringmächtigen Rhätablagerungen. Darauf ist nordwärts der bereits mächtigere Hauptdolomit der „Hirschberg-Schuppe“ aufgeschuppt (siehe Kap. 4.3.), zu deren Schichtfolge mächtige Allgäuschichten sowie neokome und mittelkretazische Sedimente gehören. Gosauablagerungen fehlen. Am Hohlweg ENE Gehöft Aschbichler stehen steil nordfallende Neokommern an, die in der Probe 757 *Watznaueria barnesae* (BLACU) und *Nannoconus bucheri* BRÖNNIMANN (det. H. EGGER) führen.

Die am westlichen Ausstrich der Hirschberg-Schuppe N Haus Laabbach Nr. 13 anstehenden, hell- bis dunkelgrauen, seidig glänzenden, stark sandigen Mergelschiefer der Losensteiner Schichten enthalten in der Probe 612

Thalmaninella ticinensis ticinensis GANDOLFI
Hedbergella sp.
Epistomina (Brotzenia) spinulifera polypiooides (EICHENBERG)
Lenticulina muensteri (ROEMER)
Lenticulina sp.
Epistomina sp.
(det. J. SALAJ, Oberalb)

Am Nordrand der südlich folgenden Frönerberg-Schuppe ist NE „Lug in's Land“ ein rhätischer Oosparit entwickelt, der in der Probe 732 *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN und Ostracoden (det. J. SALAJ) enthält.

Der am Frönerberg (K. 709) ausgehenden, vom Hauptdolomit in die Mittelkreide reichenden Serie der bedeutenden Frönerberg-Schuppe ruhen diskordant

die mächtigen, untercampanen bis paleozänen Sedimente der Waisenhof–Stickler–Gosaumulde auf.

Als höchste bajuvarische Schuppe kann in diesem Schnitt der Einsatz der Höfnerhaus-Schuppe vermerkt werden. Die grauen Mergelschiefer der hohen Unterkreide führen in der Probe 25

Eurycheilostoma grandstandensis TAPPAN
Plectorecurvoides alternans NORTH
Anomalina (Anomalina) complanata REUSS
Dorothia oxycona (REUSS)
Glomospirella gaultina (BERTHELIN)
Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)
Haplophragmoides nonioninoides (REUSS)
Recurvoides imperfectus HANZLIKOVA
Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Rhizammina indivisa BRADY
(det. J. SALAJ, Unter- bis Mittelalb)

In einem E–W-streichenden Rücken sind an der Front der Reisalpendecke mitteltriadische Karbonate anzutreffen, und zwar Gutensteiner Dolomit, etwas Gutensteiner Kalk und, östlich eines Querverwurfes, auch Reiflinger Kalk. Er reicht bis nahe zum Gehöft Menningerhof. In den hangenden, vom Menningerhof ausgehenden, bis nördlich des Barentales streichenden, dann gegen WNW abbiegenden Lunzer Schichten versuchte man, nach Kohle zu schürfen. Ein Wasseraustritt ca. 400 m W des Menningerhofes verrät heute noch die Lage eines einst angelegten, kurzen Stollens. Der südlich davon in großer Mächtigkeit überlagernde Hauptdolomit sendet Schutt auf das leicht erodierbare unterkretazische Sediment.

4.3. Profil 3

Ähnlich dem Profil 2 quert auch dieses Profil das südfallende Gesteinspaket der Ebner- und der Hirschberg-Schuppe. Die Kössener Schichten der Ebner-Schuppe werden gegen Süden abrupt vom Hauptdolomit der Hirschberg-Schuppe überlagert. Unmittelbar darauf oder auch über dem rhätischen Gestein ruhen mächtige Allgäuschichten und Mittelkreidesedimente. Ihnen ist, wie am Steinbruch des Fahrweges zu Gehöft Hirschberg aufgeschlossen, der mittelsteil SSE-fallende, gebankte Hauptdolomit der Frönerberg-Schuppe aufgeschoben. Südlich des Einschnittes am Grabnerhof wird der gefaltete, hier steil nordfallende Dolomit von Allgäuschichten und Neokommern überlagert.

In den am Hagerhof steil stehenden, grauen, sandigen, leicht gefleckten Mergeln führt die Probe 276 nach R. OBERHAUSER Foraminiferen des Valengin–Barrière und in der Probe 14.4.74/1 *Watznaueria barnesae* (BLACU) und *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER (det. H. STRADNER). Im Dünnschliff 709 aus einer sparitischen Einschaltung sind Calpionellen und *Saccocoma* sp. (det. J. SALAJ, Tithon–Neokom) enthalten.

Unter dem Quartär des Steinbachtals streichen die hangenden Gosauablagerungen der Waisenhof–Stickler–Gosaumulde durch. An der Kote 504 werden sie von den steil SSE-fallenden Mittelkreideablagerungen der Höfnerhaus-Schuppe überlagert. Die grauen, sandigen Mergelschiefer der Probe 661 von S der Einmündung der Straße zum Schachnerhaus (K. 504) enthalten

zweierlei Gastropodenarten
glatte Ostracoden
Glomospirella gaultina (BERTHELIN)

Dendrophrya sp.
Anomalina sp. (?)
 (det. J. SALAJ)

und die südlicher den sanft SSE-fallenden dunkelgrauen, feinsandigen Mergelschiefern entnommene Probe 29.5.75/1

Ostracoden
Trochamminoides globigeriniformis (PARKER & JONES)
Coskinolinoidea texanus KEIJZER
 (det. J. SALAJ, Alb)

Flankiert von den im Norden mittelsteil in südlicher Richtung einfallenden Losensteiner Schichten trifft man etwa 200 m SSW der Kote 504 auf herausgeschuppte, leicht gefleckte, feinsandige, neokome Kalkmergel. Vor dem Gehöft Ansgar wird ein roter Untercampanmergel gequert. Mit einer östlich des Gehöftes gelegenen, im Süden von Lunzer Schichten bedeckten, Gutensteiner Kalk-Scholle ist die Front der Reaisalpendecke erreicht.

4.4. Profil 4

In diesem Schnitt wird die durch die Keupereinschaltungen im Hauptdolomit charakterisierte obertriadische Serie der Ebner-Schuppe mit steil südfallender Fläche von der Hirschberg-Schuppe überlagert. Die Schichtfolge der Hirschberg-Schuppe reicht vom Hauptdolomit bis zu den Mittelkreidensedimenten, wobei diese nach bedeutendem Hiatus diskordant den mächtigen Allgäuschichten aufrufen.

300 m ENE des Mandlhofes trifft man an der Kote 477 mausgraue, harte, sandige Mergelschiefer der Losensteiner Schichten an. Sie führen in der Probe 635

Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)
Haplophragmoides nonioninoides (REUSS)
Trochamminoides sp.
Thalmaninella appenninica balernaensis (GANDOLFI)
 (det. J. SALAJ, wahrscheinlich höchstes Alb-Untercenoman)

Die Losensteiner Schichten der Hirschberg-Schuppe werden vom Hauptdolomit der Frönerberg-Schuppe überfahren. An der SE-Flanke des Hauptdolomitrückens, den der Schnitt südlich des Steinbaches quert, überlagert eine normal bis in die Kiesel- und Radiolarit-schichten (Oxford) aufsteigende Serie.

Das Detailprofil der Abb. 1 veranschaulicht die Situation unmittelbar südlich der Zufahrt vom Steinbachtal zum Gehöft Stickler. Es beginnt an der östlichen Talböschung, gegenüber der Auffahrt zum Gehöft Hirschberg, mit einem massigen, bräunlichgrauen bis rötlichen Intrabiopelsparit (?Klauskalk), der hangend von einem roten, knolligen, dezimeter-gebankten, lamellaptychen- und radiolaritführenden Kalk der tiefmalmschen Kiesel- und Radiolaritschichten abgelöst wird. In den Dünnschliffen der Proben 705 und 666 sind Echinodermereste, Radiolarien, Schwammnadeln und malmsche Holothurien (det. H. MOSTLER) enthalten, im Dünnschliff der Probe 735 aus dem unmittelbar hangenden bräunlichgrauen, plattigen Mergelkalk *Dentalina* sp. und rekristallisierte Calpionellen (det. J. SALAJ, höchstwahrscheinlich Obertithon). Das von SE darauf aufgeschuppte Gesteinspaket besteht aus rhätischen bis mitteljurassischen Sedimenten. Das Rhät vertritt ein ca. 3 m mächtiger, dezimeter-gebankter, zum Teil oolithischer, lumachellenführender Mergelkalk der Kössener Schichten, den etwas mächtigeren Lias ein leicht kieseliger Mergelkalk und ein heller, brachiopodenführender Crinoidenkalk, den Dogger ein 2,5 m mächtiger, massiger Klauskalk.

Im Dünnschliff der Probe 740 aus den Kössener Schichten sind *Rheophax* sp., *Angulodiscus pokorny* SALAJ, *Angulodiscus friedli* KRISTAN-TOLLMANN und *Angulodiscus tenuis* KRISTAN zu sehen, im Dünnschliff der Probe 664 aus dem Crinoidenkalk neben dem Crinoidenzerreißel Schwammnadeln, Radiolarien, *Nodosaria* sp., *Valvulina* sp. und *Lenticulina* sp., im Dünnschliff der Probe 665 Limonit, Quarz, Feldspat, Glaukonitkörner und im Dünnschliff der Probe 655 neben Crinoiden- und Mollusken-

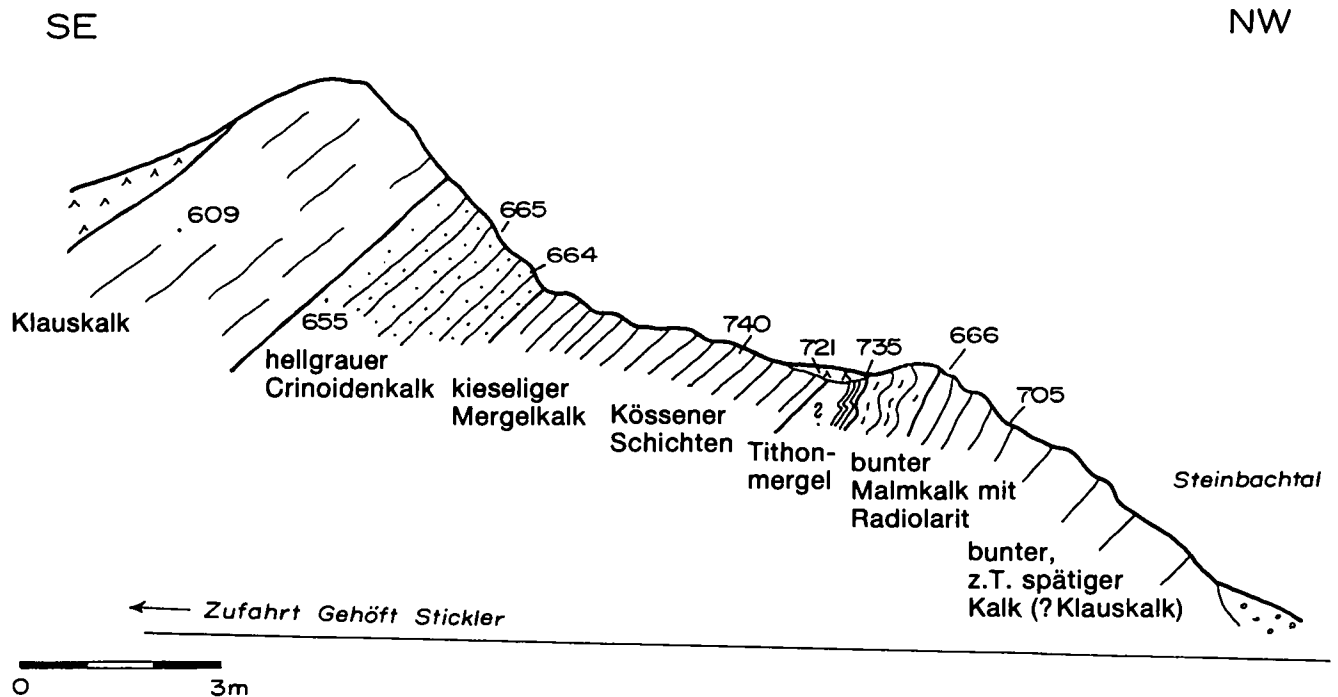


Abb. 1.
 Probenentnahmestellen südlich der Zufahrt zum Gehöft Stickler.

detritus mono- und triaxone Schwammnadeln, Radiolarien, Nodosarien, *Duotaxis* sp., *Lenticulina* sp. und *Valvulina* sp. (det. J. SALAJ). Der Klauskalk, ein limonitischer, bräunlich bis rötlich gefärbter Biopelsparit, führt im Dünnschliff der Probe 609 regellos angehäufte Filamente von *Bositra buchi* (ROEMER) und einzelne Crinoidenreste.

An der Verflachung im Bereich der Schuppungsgrenze enthielt ein Lesestück aus dunkelgrauem, quarzreichem, sandigem Mergel der Gießhübler Schichten im Dünnschliff der Probe 721 *Lithothamnium* sp., die Alge *Disticloplax biserialis* (DIETRICH) und die Foraminiferen

Globigerina sp. (zahlreich)
Rotalia sp.
Eponides sp.
Anomalina (*Gavelinella*) sp.
Nodosaria sp.
Bolivina sp.
Gaudryina sp.
Bolivinopsis sp.
Bolivina incrassata gigantea WICHER*
Globotruncana sp.*
 kleine Hedbergellen*
 (det. J. SALAJ, * = aufgearbeitet)

Der unmittelbar nördlich des Fahrweges zum Gehöft Stickler in geringer Mächtigkeit im Liegenden der Kiesel- und Radiolaritschichten auftretende Klauskalk, ein grauer bis rötlicher Intrabiomikrit bis -sparit, weist im Dünnschliff der Probe 610 neben den Filamenten von *Bositra buchi* (RÖMER) Ammonitensteinkerne und zahlreiche Globuligerinen (vorher *Protoglobigerina*), vor allem *Globuligerina oxfordiana* (GRIGELIS) (det. J. SALAJ), auf.

Mit deutlicher Diskordanz werden die triadisch-jurassischen bis mittelkretazischen Schichtglieder der Frönerberg-Schuppe von den Sedimenten der Waisenhof-Stickler-Gosaumulde überlagert. Der breite, 610 m NN erreichende, Rücken NE Gehöft Stickler besteht vornehmlich aus dünnschichtigen, flyschähnlichen Sandsteinen und Feinbrekzien der höheren Gosau. Das Gestein zeigt im Dünnschliff der Probe 659 Dolomitschutt, Quarz- und Glaukonitkörner, Bryozoen- und Lithothamnienreste sowie

Gyroidina globosa (HAGENOW)
Globigerina sp.
Marginotruncana pseudolinneiana (PESSAGNO)
Hedbergella sp.
Eponides sp.
Textularia sp.
Stensiöina sp.
Dorothyia oxycona (REUSS)
Gaudryina sp.
 (det. J. SALAJ, ?Campan)

Die Schwermineralanalyse dieser Probe erbrachte 5 % Zirkon, 12 % Turmalin, 5 % Rutil, 5 % Apatit, 65 % Granat, 1 % Staurolith, 3 % Chloritoid, 3 % Chromspinell, 1 % Hornblende (Analytiker M. WAGREICH).

Auf den Ablagerungen der Waisenhof-Stickler-Gosaumulde liegt mit mittelsteilem SSE-Fallen die morphologisch hervortretende, aus Mittelkreidesedimenten bestehende, härtere Platte der Höfnerhaus-Schuppe. Wie am Güterweg SW des Schachnerhauses zu erkennen, bildet ein geringmächtiger, roter, feinsandiger Kalk (Nierentaler Fazies, ?Untercampan) das normale Hangende.

Der mit steilem Südfallen aufgeschobenen Reisalpendecke gehören die zumeist von Schutt oder Blockwerk überdeckten Lunzer Schichten und in aufsteigender Folge ein vorwiegend bräunlich- bis rötlichgrauer Opponitzer Kalk und der mächtige Hauptdolomit des Schachnerberges zu.

4.5. Profil 5

Es quert die schon in den vorhergehenden Profilen bekannt gemachte triadische Schichtfolge der Ebnerschuppe und die vom Hauptdolomit bis in die Mittelkreide reichende Serie der Hirschberg-Schuppe.

Graue, weiche Mergel und splittrig brechende, harte Mergelschiefer der Mittelkreide, die nördlich des Gehöftes Schatzel das unmittelbar Hangende ammonitenführende Fleckenmergel der Allgäuschichten bilden, enthalten in der Probe 642 die Nannoflora

Watznaueria barnesae (BLACU)
Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE
 (det. H. EGGER, Unterkreide)

Am schönsten sind diese Mergel am Fahrweg vom Steinbachtal zum Gehöft Schatzel (Mitterböck) aufgeschlossen. Sie erbrachten in der Probe 281 von der tieferen, gegen Osten ausholenden, Kehre *Watznaueria barnesae* (BLACU) und *Zeughrabdolilus embergeri* (NOEL) (det. H. STRADNER, Unterkreide) und in der Probe 644 von der höheren, gegen Westen ausholenden Kehre

Ticinella roberti (GANDOLFI)
Ticinella bejaouaensis SIGAL
Ammodiscus cretaceous REUSS
Glomospirella gaultina (BERTHELIN)
Lenticulina (*Lenticulina*) *gaultina* (BERTHELIN)
Haplophragmoides nonioninoides (REUSS)
 (det. J. SALAJ, Unterhalb)

Nach dieser Alterseinstufung handelt es sich um Tannheimer Schichten. Das mag auch bei den splittrig brechenden, grauen Mergelschiefern zutreffen, die in der Probe 658 vom Grundaushub bei Gehöft Schatzel folgenden Foraminifereninhalte aufweist:

Haplophragmoides nonioninoides (REUSS)
Gyroidina infracretacea MOROZOVA
Glomospirella gaultina (BERTHELIN)
Ammodiscus (*Gavelinella*) *intermedia* (BERTHELIN)
Glandulina mutabilis REUSS
Pseudovalvulineria sp.
 (det. J. SALAJ, wahrscheinlich Unter- bis Mittelalb)

Im oberen Teil des vom Gehöft Schatzel ausgehenden, gegen SE ansteigenden Nutzweges ist in den steil stehenden, grauen, zum Teil splittrigen, stark sandigen Mergelschiefern eine 3 m mächtige Lage gefleckter Mergel eingeschaltet. Sie führt in der Probe 634

Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)
Gyroidina infracretacea
Thalmaninella sp.
Haplophragmoides nonioninoides (REUSS)
Ticinella bejaouaensis SIGAL
Lenticulina cf. *gaultina* (BERTHELIN)
 (det. J. SALAJ, Oberhalb)

Während man das Gestein der Proben 642, 644 und 658 auf Grund ihrer Altersstellung zu den Tannheimer Schichten stellen kann, ist jenes der Probe 634 in die

Losensteiner Schichten einzureihen. Eine kartierungsmäßige Trennung ist nicht möglich.

Vom Haus Höfnergraben 13 gegen Westen sind auf ca. 200 m Erstreckung leicht gefleckte, kalkreiche Neokommargel verbreitet, die man mit der westlich aufsitzen- den, 50 m langen Plattenkalkscholle als intrakretazi- sche Gleitscholle deuten kann oder als ein in die Mit- telkreideablagerungen eingeschupptes Gestein. Sie führen in der Probe 686

Nodosaria sp.

Lenticulina sp.

(det. J. SALAJ)

und die Nannoflora

Watznaueria barnesae (BLACU)

Nannoconus steinmanni KAMPTNER

Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE

(det. H. EGGER, Unterkreide bis Barrême)

250 m SSE des Gehöftes Schatzel ruht den Losen- steiner Schichten eine stark zerrüttete Hauptdolomit- scholle der Frönerberg-Schuppe auf und wird allem Anschein nach auch von Losensteiner Schichten nor- mal überlagert. Wenige 10 m südlich der Scholle, ca. 300 m S des Gehöftes Schatzel, zeigen sich steil SSE- fallende Losensteiner Schichten, die kleine Orbitolinen und *Rotularia* sp. (det. F. STOJASPAL) führen, eine zur Fa- milie der *Serpulidae* gehörende, in der kalkalpinen Kreide Österreichs bisher unbekannt Gattung (W. J. SCHMIDT, 1969).

Den hangenden, bei Profil 6a beschriebenen Sedi- menten der Waisenhof-Stickler-Gosaumulde zeigen sich nördlich des Höfnerhauses die Mittelkreideablage- rungen der Höfnerhaus-Schuppe gegen NW aufge- schuppt. Am Steig ca. 250 m nördlich des Höfnerhau- ses führen graue, sandige Mergelschiefer der Losen- steiner Schichten in der Probe 178 zahlreiche Gastro- poden zweier Typen, wobei ein Typ jenem entspricht, der im Cenoman–Turon der slowakischen Klape-Ein- heit, zwischen der Maniner Zone und der Klippenzone (Periklippenzone sensu MAHEL), vorkommt, ferner

Vaginulina div. sp. (aufgearbeitet)

Arenobulimina aff. *sabulosa* (CHAPMAN)

Textularia sp.

Dorothia aff. *oxycona* (REUSS)

Tristix excavatum (REUSS)

Marginotruncana aff. *coronata* BOLLI (?aufgearbeitet)

skulpturierte und unskulpturierte Ostracoden

(det. J. SALAJ, Alb–Cenoman)

Ein Orbitolinenfund R. SCHWINGENSCHLÖGELS (R. LEIN, 1976, S. A86) läßt annehmen, daß der Mittelkreidezug noch N Gehöft Stickler aufscheint.

Südlich des Hauses Höfnergraben 14, N der Abzwei- gung des rot markierten Steiges zum Hocheck, stehen auf 30 m Erstreckung schwärzliche, weiche Mergel der Tannheimer Schichten an. Der Rückstand der Probe 167 daraus führt neben Gastropoden und Lamellibran- chiaten

Echinodermendebris

Ostracoden, unskulpturiert

Ammobaculites torosus LOEBLICH & TAPPAN

Ammobaculites subcretaceous CUSHMAN & ALEXANDER

Haplophragmoides sp.

(det. J. SALAJ, wahrscheinlich Unterhalb)

Die mit kalkreicheren Mergeln wechsellagernden, grauen, sandigen Mergel nördlich der Einfahrt zur Fischzucht Böck enthalten in der Probe 165

Gyroidina infracretacea MOROZOVA*

Lenticulina aff. *gaultina* BERTHELIN

Reophax sp.

Haplophragmoides nonioninoides (REUSS)

Glomospirella gaultina (BERTHELIN)

Anomalina (*Gavelinella*) aff. *intermedia* BERTHELIN*

Falsogaudryinella sp.*

Osangularia schloenbachi (REUSS)*

Saccamina complanata (FRANKE)

Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)

Haplophragmoides gigas minor NAUS

Recurvoides cf. *imperfectus* (HANZLIKOVÁ)

(* = aufgearbeitet, det. J. SALAJ, wahrscheinlich Unterhalb)

und in der Probe 163

einen Fischzahn

unskulpturierte Ostracoden

Epistomina (*Epistomina*) *carpenteri* (REUSS)

Epistomina (*Brotzenia*) *charlottae* VIEAUX

Epistomina (*Brotzenia*) *spinulifera polyptoides* EICHENBERG

Dorothia oxycona (REUSS)

Haplophragmoides nonioninoides REUSS

Gaudryina dividens GRABERT

Anomalina (*Gavelinella*) *intermedia* BERTHELIN

Glomospirella gaultina (BERTHELIN)

Falsogaudryinella aff. *alta* (MAGNIEZ-JANNIN)

Lenticulina aff. *gaultina* BERTHELIN

Lenticulina sp.

(det. J. SALAJ, Mittelhalb)

Auch die an der Einfahrt zur Fischzucht Böck anzu- treffenden, grauen, weichen Mergelschiefer können nach der in der Probe 31.5.75/1 enthaltenen Mikrofau- na den Tannheimer Schichten zugewiesen werden:

Dendrophrya robusta GRZYBOSWKI

Haplophragmoides nonioninoides (REUSS)

Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)

Trochamminoides globigeriniformis PARKER & JONES

Lenticulina sp.

Plectorecurvoides alternans NOTH

Bigenerina sp.

Lenticulina gaultina (BERTHELIN)

Ammodiscus tenuissimus GUEMBEL

Ammobaculites sp.

(det. J. SALAJ, sehr wahrscheinlich Unterhalb)

Den gleichen Ablagerungen entstammt die Probe 30 mit

einem Gastropoden

Arenobulimina sabulosa (CHAPMAN)

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI

Glomospirella gaultina (BERTHELIN)

Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)

Ammobaculites torosus LOEBLICH & TAPPAN

Hyperammia gaultina DAM

Trochammina uniatensis TAPPAN

Plectorecurvoides irregularis GEROCH

Ammodiscus tenuissimus (GUEMBEL)

Saccamina complanata (FRANKE)

Trochamminoides trifolius (EGGER)

Reophax guttifer BRANDY

(det. J. SALAJ, Unter- bis Mittelhalb)

An der Überschiebungsfäche der Reisalpendecke anzutreffende, grünlichgraue bis rötliche Haselgebirgs- tone werden von Lunzer Schiefen dieser Einheit über- lagert. Zwischen ihnen und dem steil südfallenden Hauptdolomit des Schachnerberges sind am Haus Böck Gosauablagerungen aus dünnplattigem Sandstein

und roten Mergelschiefern eingeklemmt erhalten geblieben. Die roten Mergel vom Grundaushub des Hauses Böck führen in der Probe 28

- Globotruncana arca arca* (CUSHMAN)
- Globotruncanita elevata elevata* (BROTZEN)
- Globotruncanita elevata stuartiformis* (DALBIEZ)
- Hedbergella* sp.
(det. J. SALAJ, Unter- bis Mittelcampan)
- Watznaueria barnesae* (BLACU)
- Tetralithus* sp.
(det. H. STRADNER, Oberkreide)

4.6. Profil 6a

In diesem Schnitt, der bei Gehöft Großbacher zum Höfnerbachtal gelangt und sich östlich desselben gegen Süden fortsetzt, sind die guten Talaufschlüsse hineinprojiziert. Zwei auf dem Profil vermerkte Abschnitte mit zahlreicheren Probeentnahmestellen sind in den Abbildungen 2 und 3 detaillierter dargestellt.

Südlich der Ebner-Schuppe folgt das Höfnerbachtal sicherlich einer linksseitigen Blattverschiebung, derzufolge sich östlich des Tales die Gesteine der Hirschberg-Schuppe, gegen Nordosten versetzt, in der Reisberg-Schuppe („Hirschberg-Reisberg-Schuppe“) fortsetzen dürften. An der Blattverschiebung wurde das Gestein der Reisberg-Schuppe tektonisch stark reduziert.

Etwa 140 m südlich Gehöft Kleinbacher (Grandl), wo vom Fahrweg des Höfnerbachgrabens ein Nutzweg abzweigt, findet sich ein zerrütteter, mattgrauer Sandstein mit Karbonatgesteinsintraklasten und ein mittelkörniges, dicht gepacktes, exotikareiches Konglomerat der Losensteiner Schichten. Der Sandstein weist in der Probe 711 die für dieses Schichtglied typischen Schwermineralwerte auf (siehe Kapitel 2).

Im tektonisch Hangenden zeigen sich in wenige Meter Mächtigkeit mittelsteil SSE-fallende, dunkelgraue Mergelschiefer der Tannheimer Schichten. Sie führen in der Probe 212

- Ticinella gaultina* (MOROZOVA)
- Glomospira charoides* (JONES & PARKER)
- Glomospirella gaultina* (BERTHELIN)
- Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS)
- Discorbis wassoewizi* DJAFFAROV & AGALAROVA
(det. J. SALAJ, höchstes Apt – tiefstes Alb)

und wenige Meter südlich, in den Proben 211 und 18 aus grauen, z. T. gefleckten, sandigen Mergeln

- kleine Ammoniten
- Ticinella roberti* (GANDOLFI)
- Marginulina robusta* REUSS
- Gyroidina infracretacea* MOROZOVA
- Haplophragmoides concavus* (CHAPPAN)
- Lenticulina muensteri* (ROEMER)
- Reophax* sp.
- Conorbooides lamplugi* SCHERLOCK
- Eurycheilostoma grandstandensis* TAPPAN
- Dorothia gradata* BERTHELIN
- Anomalina (Anomalina) complanata* REUSS
- Glomospira godialis* JONES & PARKER
- Ammodiscus cretaceous* REUSS
(det. J. SALAJ, Unteralb)

Das Hangende der offenbar invers liegenden Serie bilden etwa 4 m mächtige, 60° südfallende, gefleckte

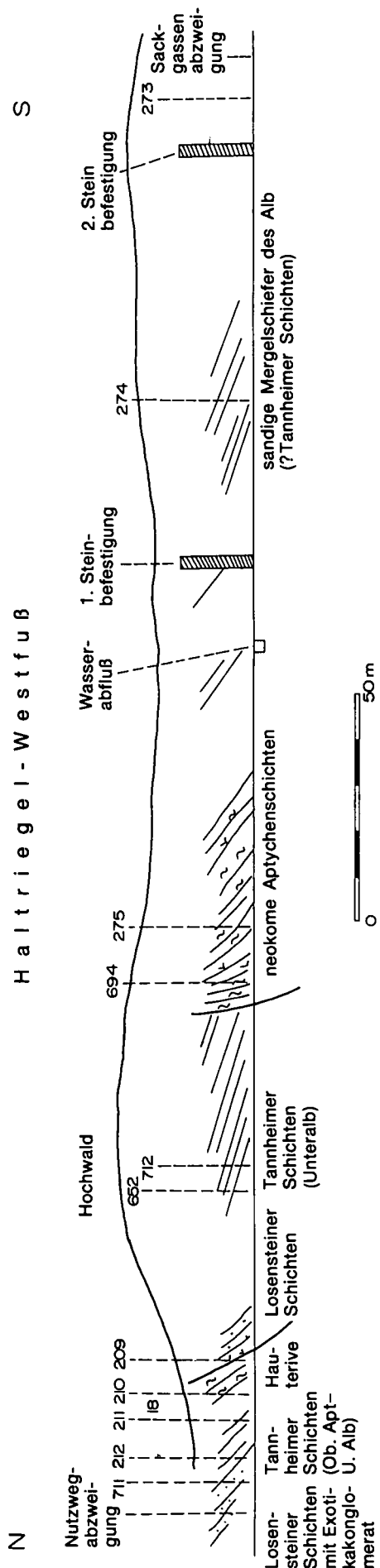


Abb. 2.
Die Probeentnahmestellen an der Straße des Höfnerbachgrabens von ca. 140 m südlich des Gehöftes Großbacher bis zur Sackgasse bei Haus Höfnerbach Nr. 13.

Neokommerngel. Eine weichere, sandige Zwischenlage darin lieferte in der Probe 210

Lenticulina eichenbergi BARTENSTEIN & BRAND

Vaginulina aff. *kochi* (ROEMER)

Glomospira sp.

Lenticulina sp.

(det. J. SALAJ, Hauterive)

Auf das Neokom aufgeschuppt sind 45° südfallende, graue, sandige Mergelschiefer, die nach ihrer spärlichen, stark rekristallisierten Mikrofauna der Probe 209 wieder den Losensteiner Schichten zugehören dürften, und zwar

Thalmaninella brotzeni SIGAL

Haplophragmoides sp.

Lenticulina cf. *gaultina*

(det. J. SALAJ, Untercentoman)

Nach ca. 40 m langer, aufschlußloser Strecke folgen 30–40° ESE-fallende, grünlichgraue, glattflächige, sandige Mergelschiefer der Tannheimer Schichten, die in der Probe 652

Ticinella roberti (GANDOLFI)

Ticinella bejaouaensis SIGAL

Anomalina (*Anomalina*) *complanata* REUSS

Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)

(det. J. SALAJ, Unteralb)

enthalten.

Die Probe 712 aus den Tannheimer Schichten weist keine statistisch genügende Menge an durchsichtigen Schwermineralien auf, sondern fast nur opake Körner (W. SCHNABEL).

An einer saigeren Störung werden die Tannheimer Schichten von zuerst steil aufgerichteten, dann mittelsteil in südlicher Richtung einfallenden, neokomen Ap-tychenmergeln abgelöst. Im Dünnschliff der Probe 694 sind zahlreiche Radiolarien, *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL) und in jenem der Probe 275 *Lenticulina* cf. *wisselmanni* BETTENSTÄEDT (det. J. SALAJ, Valendis-Barrême) enthalten.

Die grauen, steil südfallenden Mergelschiefer, die zwischen zwei Steinbefestigungen auftreten, haben in der Probe 274

Lenticulina macrodisca (REUSS)

Lenticulina muensteri (ROEMER)

Lenticulina aff. *gaultina* (BERTHELIN)

(det. J. SALAJ, Alb)

Sanft südfallende, sandige Mergelschiefer südlich der 2. Steinbefestigung enthalten in der Probe 273 die gleiche Nannoflora wie die Probe 274, und zwar

Nannoconus steinmanni KAMPTNER

Micrantholithus hoschulzi (REINHARDT)

Watznaueria barnesae (BLACU)

(det. H. STRADNER)

Die Verschuppung innerhalb der beschriebenen Kreidesedimente wurde zweifellos durch die überlagernde Haltriegel-Scholle verursacht, die einen an der Höfnerbachstörung gegen NNE versetzten Teil der Frönerberg-Schuppe darstellt.

Da die vorwiegend aus Hauptdolomit aufgebaute Scholle des Haltriegels auch von Mittelkreidesedimenten überlagert wird, kann man sie als mittelkretazisch eingebrachte Gleitscholle deuten. Das aber impliziert die Annahme, daß das ganze triadisch-neokome Gesteinspaket der Frönerberg-Haltriegel-Schuppe in der Mittelkreide ihre Position eingenommen haben könnte.

Im südlicheren Abschnitt des Höfnerbachtals streichen die Kreidesedimente ungestört in der WSW–ENE-Richtung. Von ca. 100 m S der Einfahrt zu Haus Höfnerbach 13 bis ca. 200 m N Haus Höfnerbach 137 stehen die mit grauen bis grünlichgrauen, sandigen Mergelschiefern wechsellagernden Quarzsandsteine der Losensteiner Schichten an. In den Proben 184 A und B daraus sind enthalten:

Epistomina (*Brotzenia*) *charlottae* VIEAUX

Epistomina (*Epistomina*) *carpenteri* (REUSS)

Anomalina (*Anomalina*) *complanata* REUSS

Lenticulina macrodisca (REUSS)

Lenticulina muensteri (ROEMER)

Lenticulina sp.

Lenticulina (*Planularia*) aff. *tricarinnella* (REUSS)

Tristix excavatum (REUSS)

Tristix scutangulum (REUSS)

Thalmaninella ticinensis subticinensis GANDOLFI

Textularia sp.

Gyroidina infracretacea MOROZOVA

unskulpturierte Ostracoden

kleine Lamellibranchiaten und Gastropoden

(det. J. SALAJ, höchstes Mittelalb bis tiefstes Oberalb)

Mit regionalem ESE-Fallen werden die Mittelkreideablagerungen von den Sedimenten der Waisenhof-Stickler-Gosaumulde überlagert (siehe dazu Detailprofil auf Abb. 3).

50 m S der Proben 184 A, B, ca. 130 m N des Einganges zu Haus Höfnerbach 137, wurde aus sanft südfallenden, z. T. bunten Mergeln die Probe 183 entnommen, die die untercampanen Formen *Globotruncana arca* (CUSHMAN) und *Globotruncana elevata stuartiformis* (DALBIEZ) (det. J. SALAJ) zeigen. Auch die Nannoflora der benachbart aus einer bunten Mergelschieferereinschaltung in grauen, ±kieseligen, gelegentlich auch hornsteinführenden, Mergeln entnommene Probe 717 bestätigt dies:

Watznaueria barnesae (BLACU)

Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE

Calculites ovalis (STRADNER)

Quadrum gothicum (DEFLANDRE)

Lucianorhabdus maleformis REINHARDT

Chiasostygyus platyrhethus HILL

(det. H. EGGER, Untercampan)

Die grauen Sandmergel dieser Lokalität zeigen im Schwermineralpräparat der Probe 718 einen der tieferen Gosau entsprechenden hohen Chromitgehalt von 20 % (det. W. SCHNABEL).

Etwa 90 m N des Einganges zu Haus Höfnergraben 137 stehen bereits Sedimente der Nierentaler Schichten an: Bunte Mergelschiefer mit feinglimmerigen, dezimetergebanten Sandstein- und Feinbrekzienlagen. Eine grünlichgraue Mergellage enthält in der Probe 181

Hormosina ovulum gigantea GEROCH

Hormosina ovulum ovulum GRZYBOWSKI

Trochamminoides coronatus BANDY

Trochamminoides proteus KARRER

Dorothia crassa MARSSON

Globorotalites michelianus d'ORBIGNY

Glomospirella gaultina (BERTHELIN)

Dendrophrya excelsa GRZYBOWSKI

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI

Ammodiscus cretaceous REUSS

Plectrocurvovoides alternans NOTH

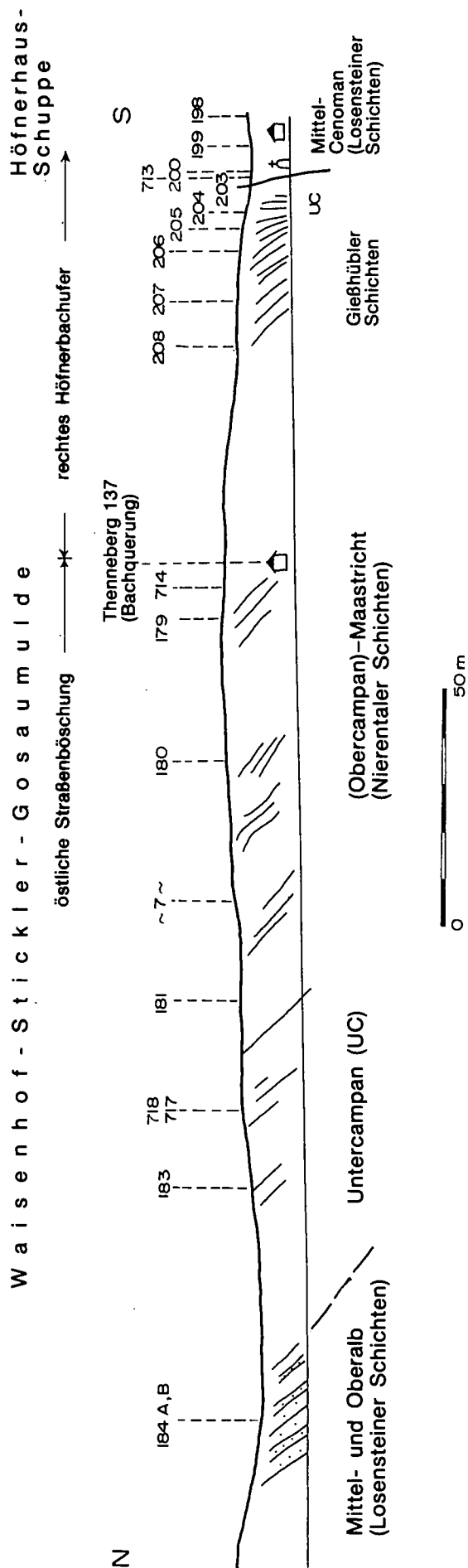


Abb. 3.
Die Probenentnahmestellen im Höfnerbachgraben, von ca. 200 m nördlich bis ca. 100 m südlich des Hauses Themeberg Nr. 137.

Haplophragmodies suborbicularis GRZYBOWSKI
Aragonia aff. *sotchica* KELLER
 1 Fischzahn
 (det. J. SALAJ)

Auch noch 40 m N der obgenannten Einfahrt sieht man eine sanft südfallende Wechselfolge toniger, gelegentlich fucoidenführender, gradierter Sandsteine, Feinbrekzien, grauer und bunter Mergelschiefer. In der Probe 180 führen sie

Globotruncana arca (CUSHMAN)
Hormosina ovulum gigantea GEROCH
Hormosina ovulum ovulum GRZYBOWSKI
Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Eponides sibiricus NECKAJA
Hedbergella sp.
Haplophragmoides concavus CHAPMAN
Haplophragmoides sp.
Trochamminoides cf. *contortus* GRZYBOWSKI
 (det. J. SALAJ)

Die ungefähr zwischen den Proben 180 und 181 den bunten Mergeln entnommene Probe 7 enthält

Globotruncana arca arca (CUSHMAN)
Globotruncana arca rugosa (MARIE)
Globotruncanita elevata elevata (BROTZEN)
Eponides haidingeri d'ORBIGNY
 (det. J. SALAJ, Obercampan)

und

Watznaueria barnesae (BLACU)
Micula decussata VEKSHINA
Prediscosphaera cretacea (ARKHANGELSKY)
Tetralithus sp.
Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE
 (det. H. STRADNER, Maastricht)

Die auffallend rote, metermächtige Mergellage 10 m N des Einganges zu Haus 137 enthält in der Probe 179 die folgende Foraminiferenvergesellschaftung:

Ammodiscus tenuissimus GÜMBEL
Ammodiscus cretaceous REUSS
Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Hormosina ovulum gigantea GEROCH
Haplophragmoides concavus CHAPMAN
Hyperammina sp.
Trochamminoides cf. *contortus* GRZYBOWSKI
Trochamminoides aff. *coronatus* BANDY
Recurvoides sp.
 (det. J. SALAJ)

Eine Schwermineralanalyse W. SCHNABELS vom Mürbsandstein unmittelbar am Eingang zu Haus 137 (Probe 714) erbrachte 10 % Granat, 5 % Zirkon, 23 % Turmalin, 11 % Rutil, 45 % Apatit und 5 % Chloritoid.

Den paleozänen Gießhübler Schichten faziell vergleichbar sind die bräunlich- bis grünlichgrauen, glattflächigen Mergelschiefer der Probe 208 von ca. 30 m S Höfnerbach 137, 40 m N eines Marterls. G. WESSELY (1990, S. 424) stellt sie deshalb bereits zu den (Unteren) Gießhübler Schichten. Sie enthalten

Watznaueria barnesae (BLACU)
Micula decussata VEKSHINA
Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE)
Stradneria crenulata (BRAMLETTE & MARTINI)
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
 (det. H. STRADNER, Maastricht)

Äquivalenten, 60° in südlicher Richtung einfallenden, Mergelschiefern entstammt die nach 10 Metern genomene Probe 207 mit

Recurvoides imperfectus HANZLIKOVA

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI

Hormosina ovulum gigantea GEROCH

(det. J. SALAJ)

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA

Micula decussata VEKSHINA

Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE)

(det. H. STRADNER, Maastricht)

und die 20 m N des Marterls entnommene Probe 206 mit

1 Fischzahn

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI

Ammodiscus cretaceous REUSS

Trochamminoides coronatus BANDY

Glomospira charoides JONES & PARKER

Hormosina ovulum gigantea GEROCH

Glomospirella gaultina BERTHELIN

Haplophragmoides sp.

(det. J. SALAJ, wahrscheinlich höchstes Maastricht)

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA

Micula decussata VEKSHINA

Prediscosphaera cretacea (ARCHANGELSKY)

Watznaueria barnesae (BLACU)

(det. H. STRADNER, Maastricht)

Die Probe 205 aus 80° SSE-fallenden, bräunlichgrauen Mergelschiefern enthält die Formen *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA und *Micula decussata* VEKSHINA (det. H. STRADNER, Maastricht), die unmittelbar hangenden, immer noch in der Fazies der Gießhübler Schichten entwickelten, WSW-ESE-streichenden, saiger stehenden, graugrünen Mergelschiefer der Probe 204

Globotruncanita elevata (BROTZEN)

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Hedbergella sp.

unskulpturierte Ostracoden

(det. J. SALAJ)

Watznaueria barnesae (BLACU)

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA

Micula decussata VEKSHINA

Prediscosphaera cretacea (ARCHANGELSKY)

Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE)

(det. H. STRADNER, Maastricht)

Interessanterweise erbrachte die 20 m S der Probe 204 entnommene Probe 203 eine Mikrofauna des tieferen Untercampan mit *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Lenticulina* cf. *muensteri* ROEMER, *Lenticulina* cf. *gaultina* BERTHELIN und *Dorothia oxycona* (REUSS) (det. J. SALAJ). Möglicherweise sind hier Elemente eines südlichen Muldenflügels der Gosaumulde aufgeschürft worden, da sich unmittelbar danach, nahe des Marterls, die Losensteiner Schichten der Höfnerhaus-Schuppe steil gegen NNW auf die Gosauablagerungen aufgeschuppt zeigen. Es sind dunkelgraue, kieselige, schalig brechende Sandmergel, die nach der Untersuchung von W. SCHNABEL in der Probe 713 einen für die Losensteiner Schichten bezeichnenden Schwermineralinhalt von 1 % Granat, 6 % Zirkon, 7 % Turmalin und 78 % (!) Chromit aufweisen.

Von W gegenüber des Marterls bis W gegenüber einer Heuhütte wurden aus den saiger stehenden WSW-ESE-streichenden Losensteiner Schichten, be-

stehend aus dunkelgrauen, mit einformig grauen Quarzareniten wechsellagernden, glänzenden Mergelschiefern, die Proben 200, 199 und 198 genommen.

Die Probe 200 enthält zahlreiche kleine Gastropoden zweier Typen, wobei ein Typus jenem aus der slowakischen Klapeinheit entspricht, und

Ostracoda div. sp.

Epistomina carpenteri REUSS

Lenticulina aff. *muensteri* ROEMER

Dorothia oxycona REUSS

Hedbergella sp.

Rotalipora montsalvensis MORNOD

Thalmaninella sp.

(det. J. SALAJ, Mittelcenoman);

die Probe 199 enthält neben einem Gastropoden

Saccamina cf. *complanata* FRANKE

Dendrophrya sp.

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI

Epistomina sp.

(det. J. SALAJ)

und die Probe 198 die gleichen Gastropoden und unskulpturierte Ostracoden, wie jene von Probe 178 im Profil 5. Auch in diesem Profil werden die Losensteiner Schichten gegen Süden von tektonisch hangenden Tannheimer Schichten abgelöst. Zwischen diesen und der Überschiebungsfläche der Reisalpendecke haben sich Sedimente der Wallgraben-Gosaumulde erhalten.

4.7. Profil 6 b

Das Profil ist nur 240 m östlich des Profiles 6 a gelegt. Südlich des Haltriegels und der stark eingeeengten Waisenhof-Stickler-Gosaumulde stehen an einer sanften Höhe Fleckenmergel der Allgäuschichten an. Man kann sie zur Basis der Höfnerhaus-Schuppe rechnen. Die Probe 622 aus den normal hangenden, grauen, weichen Sandmergeln der ?Tannheimer Schichten bei Gehöft Kocher enthalten ein Gastropodenfragment und folgende agglutinierende Foraminiferen:

Reophax guttifer BRADY

Reophax pilullifer BRADY

Reophax sp.

Ammobaculites aff. *lorosus* LOEBLICH & TAPPAN

Arenobulimina sabulosa (CHAPMAN)

Ammobaculites subcretaceus CUSHMAN & ALEXANDER

(det. J. SALAJ)

100 m SW Gehöft Kocher, in 520 m NN, sind es wieder dunkelmattgraue, weiche Mergelschiefer der Tannheimer Schichten. In der Probe 147 beinhalten sie

Eurycheilostoma grandstandensis TAPPAN

Ticinella roberti GANDOLFI

Favusella aff. *washitensis* (CARSEV)

Hyperammia gaultina DAM

Discorbis wassoewizi DJAFFAROW & AGALAROVA

Arenobulimina chapmani CUSHMAN

Arenobulimina sabulosa (CHAPMAN)

Hedbergella globigerinelloides (SUBBOTINA)

Ticinella primula LUTTENBACHER & PREMOLI SILVA

Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)

Epistomina carpenteri (REUSS)

Conorboides aff. *lamphugi* (SCHELOCK)

Lenticulina sp.

Textularia aff. *topagorukensis* TAPPAN

Anomalina (*Gavelinella*) *intermedia* BERTHELIN

Cythereis sp.

(det. J. SALAJ, Mittelalb)

Am SE des Gehöftes Kocher gelegenen Haus Gross (Zechner) vorbei streichen die Sedimente der Wallgraben-Gosaumulde gegen SW zum Überschiebungsrand der Reisalpendecke. Die Probe 146 aus roten Mergeln der Nierentaler Schichten südlich des Hauses erbrachte

Ammodiscus cretaceus REUSS

Eponides sibiricus NECKAJA

Eponides haidingeri d'ORBIGNY

Globotruncana arca arca (CUSHMAN)

Gaudryina ovulum gigantea GEROCH

Globotruncanita insignis (GANDOLFI)

(det. J. SALAJ, Campan wahrscheinlich Obercampan)

Graue, splittrige Mergelschiefer der Gießhübler Schichten, wie sie ca. 150 m SE des Hauses Gross (Zechner) am SE-Rand der Wallgraben-Gosaumulde auftreten, führen in der Probe 145

Ammodiscus sp.

Ammodiscus tenuissimus GUEMBEL

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI

Hormosina ovulum ovulum GRZYBOWSKI

Haplophragmoides sp.

(det. J. SALAJ, wahrscheinlich Mittel- bis Oberpaleozän)

4.8. Profil 7

Das Profil beginnt an der Mündung des Höfnerbaches in die Triesting und quert die Schichtfolge der Reisberg-Schuppe, die, wie bereits gesagt, als Fortsetzung der Hirschberg-Schuppe östlich der Höfnerbachstörung gedeutet werden kann. Die tiefere Ebner-Schuppe keilt bereits NE Gehöft Kleinbacher (Grandl) mit einem kleinen Opponitzer Kalk-Vorkommen aus. Ihr ist tektonisch etwas Kieselkalk vorgelagert.

Die am Mayrkogel steilgestellte bis überkippte NE-SW-streichende Juraschichtfolge mit den gipfelbauenden Kiesel- und Radiolaritschichten ist unmittelbar östlich der Höfnerbachstörung gelegen und kann als eingemuldeter Teil der Reisberg-Schuppe betrachtet werden. Der Aushub für die Niogasleitung schloß südlich davon harte, feinschichtige, seidig glänzende, sandige Mergelschiefer der Losensteiner Schichten auf. Sie enthalten in der Probe 239

Lenticulina gaultina BERTHELIN

Lenticulina (Saracenaria) aff. planiuscula REUSS

Haplophragmoides concavus CHAPMAN

Nodosaria sp.

Textularia cf. pygmaea REUSS

Epistomina carpenteris REUSS

(det. J. SALAJ, Alb)

Auf der Mittelkreide liegen transgressiv die Sedimente der hier wieder E-W-streichenden Waisenhof-Stickler-Gosaumulde. Mit roten, biomikritischen Mergelkalcken des (?) Untercampan bauen sie einen langen, schmalen Rücken. Einer ca. 30 m NE Gehöft Furst (Gehrer) aufgeschlossenen Lage aus grobsandigem bis feinkörnigem Gestein entstammt die Probe 662. Sie zeigt im Dünnschliff einen Intrabiosparit mit Quarz-, Dolomit- und Mikritkomponenten,

Dorothyia oxycona (REUSS)

Milioliden

Globotruncana sp.

Stensiöina sp.

Marginotruncana pseudolinneiana (PESSAGNO)

(det. J. SALAJ, sehr wahrscheinlich Campan)

Rote Mergelschiefer in Nierentaler Fazies, wie sie außerhalb der Profilinie, 100 m SW Gehöft Scheibenreiter, verbreitet als Lesesteine auftreten, zeigen in der Probe 633 neben Inoceramenprismen

Hedbergellen

Heteroheliciden, vor allem *Heterohelix globulosa* EHRENBURG

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Contusotruncana sp.

Gaudryina sp.

Gyroidina sp.

Rosita scutilla (GANDOLFI)

Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO

(det. J. SALAJ, höheres Untercampan)

Die südliche Begrenzung der Gosaumulde bilden die Mittelkreideablagerungen der „Höfnerhaus-Schuppe“. Den stark sandigen Mergeln wurde 500 m E Gehöft Scheibenreiter, bei Haus Thenneberg 91, die Probe 621 entnommen. Sie enthält

Anomalina sp.

Haplophragmoides sp.

Lenticulina sp.

Thalmaninella appenninica (RENZ)

Thalmaninella sp.

Thalmaninella brotzeni SIGAL

(det. J. SALAJ, unteres Cenoman)

Innerhalb der hangenden Sedimente der Wallgraben-Gosaumulde befindet sich ein aufgelassener Steinbruch, der einen dunkelgrauen, massigen, quarzreichen Sandstein des (?) Coniac-Santon aufschließt (vgl. G. WESSELY, 1989, S. 504). Im Dünnschliff der Probe 651 sind neben Quarz-, Dolomit- und Mikritkörnern, Rudisten- und Molluskenbruchstücke, *Dorothyia oxycona* (REUSS), *Gaudryina* sp., *Globotruncan*en und *Bulimina* sp. (det. J. SALAJ) enthalten.

Die zuerst von G. WESSELY (1989, S. 504) erkannte inverse Lagerung des Gesteins bestätigt die Probe 10 aus den bräunlichgrauen, inoceramenführenden Mergeln im tektonisch Liegenden des Quarzarenits. Sie weist folgende Foraminiferenvergesellschaftung auf:

Dorothyia subconica FRANKE

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI

Reophax sp.

Glomospira grzybowski JURKIEWICZ

Haplophragmoides gigas minor REUSS

Dorothyia oxycona (REUSS)

Dorothyia crassa (MARSSON)

Tritaxia sp.

Lenticulina sp.

Stensiöina exculpta REUSS

Gyroidina globulosa (EHRENBURG)

Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO

Globotruncana manauensis GANDOLFI

Globotruncana arca (CUSHMAN)

(det. J. SALAJ, Untercampan)

Die Losensteiner Schichten der Doppelhof-Schuppe sind südlich des Gehöftes Seidl durch Lesestücke (exotische Gerölle etc.) nachzuweisen. In der 500 m SSE Gehöft Seidl genommenen Probe 216 sind

Glomospira gordialis JONES & PARKER

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI

Recurvoides aff. *imperfectus* HANZLIKOVÁ
(det. J. SALAJ)

enthalten.

An der Reisalpendecken-Überschiebung finden die NE-SW-streichenden Sedimente der Schönbühel-Gosaulmulde ihre südliche Begrenzung. Es sind hier am Hocheckfuß (K. 620) inoceramführende, rötliche und graue, plattig-schiefrige Mergel mit Grobkonglomerateinschlüssen, die steil gegen SSW unter den Hauptdolomit der Reisalpendecke einfallen.

Vom Aufschluß in 570 m NN kommt die Probe 215 mit

Hormosina ovulum gigantea GEROCH
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Eponides sibiricus NECKAJA
Globotruncanites elevata stuartiformis (DALBIEZ)
Globotruncanites insignis (GANDOLFI)
Globotruncana arca CUSHMAN
Kalamopsis grzybowski DYLAZANKA
(det. J. SALAJ, höchstes Campan)

Die Probe 213 aus den bunten, ebenso in Nierentaler Fazies entwickelten Mergeln SE der Kote 620 führt neben Inoceramenprismen

Heterohelix globulosa (EHRENBERG)
Conorotalites michelianus d'ORBIGNY
Hedbergella sp.
Globotruncana arca (CUSHMAN)
Bolivinopsis baudouiniana d'ORBIGNY
(det. J. SALAJ, Untercampan)

und die gleicherorts aus einem grauen, harten Mergelschiefer genommene Probe 637 eine wahrscheinlich umgelagerte Nannoflora mit

Stradneria cranulata (BRAMLETTE & MARTINI)
Watznaueria barnesae (BLACU)
Micula decussata VEKSHINA
Aspidolithus parvus (STRADNER)
(det. H. EGGER, Santon-Campan)

Ein bunter, biomikritischer bis -sparitischer Kalkarenit, der 200 m ESE der Kote 620 mit bunten Mergelschiefern wechselt, zeigt im Dünnschliff der Probe 636 Dolomit- und Mikritintracliten, Glaukonitkörner, Echinodermereste,

Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncanites elevata (BROTZEN)
Conicotruncana contusa (CUSHMAN)
Gaudryina sp.
Eponides sp.
(det. J. SALAJ, wahrscheinlich höchstes Maastricht)

4.9. Profil 8

Das Profil setzt mit einer am Griesberg zwischen dem Flysch und den Kalkalpen gelegenen Kieselkalkscholle ein und verläuft durch die von den Opponitzer Schichten bis in die Losensteiner Schichten reichende Schichtfolge der Reisberg-Schuppe. Zu den Allgäuschichten werden dabei die dichten Fleckenmergel und auch die steil SSE-fallenden, sandig-kieseligen, belemnitenführenden Mergel in deren normal Hangendem gestellt. Im Dünnschliff der Probe 753 zeigt das mikritische, flaserige Gestein einzelne Schwammispiculae und radiolarienreiche Schlieren.

Über die Losensteiner Schichten greifen die Sedimente der hier E-W-streichenden Wallgraben-Gosau-

mulde. Sie waren beim Aushub für die Niogasleitung in Form grünlichgrauer, glimmerreicher flyschoider Sandsteine und bunter, leider fossilereicherer Mergel aufgeschlossen. Erfolgreicher war die Beprobung aus dem Aushub dieser Leitung dort, wo sie die Losensteiner Schichten der Doppelhof-Schuppe quert. Seidig glänzende, scherbzig brechende Quarzarenite und graue, sandige Mergelschiefer schloß er 220 bis 450 Meter westlich der Profilinie auf. Die im Streichen des Gesteins gezogenen Proben 241 bis 243 enthalten

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Dorothia oxycona (REUSS)
Haplophragmoides sp.
Haplophragmoides concavus CHAPMAN
Recurvoides aff. *imperfectus* HANZLIKOVÁ
Thalmaninella ticinensis GANDOLFI
Hedbergella sp.
Hedbergella planispira TAPPAN
Glomospirella gaultina BERTHELIN
Epistomina carpenteri REUSS
Lenticulina gaultina BERTHELIN
Kleine Gastropoden
(det. J. SALAJ, Oberalb)

Aus der Probe 245 von knapp östlich der Profilinie sind anzuführen:

Epistomina carpenteri REUSS
Lenticulina muensteri ROEMER
Rhizammina indivisa BANDY
Haplophragmoides concavus CHAPMAN
Thalmaninella ticinensis GANDOLFI
(det. J. SALAJ, Oberalb)

Von 50 m N eines Wasserreservoirs bis zum Doppelhof (K. 466) sind graue, seidig glänzende, sandige Mergelschiefer aufgeschlossen, die faziell den Losensteiner Schichten gleichen.

Die Probe 608 vom Aushub des Wasserreservoirs enthält

Haplophragmoides nonioninoides (REUSS)
Haplophragmoides aff. *concavus* (CHAPMAN)
Valvulineria sp.
(det. J. SALAJ, Unteralb)

und die Probe 219 aus saiger stehenden, E-W-streichenden Mergelschiefern am Straßenschranken beim Doppelhof

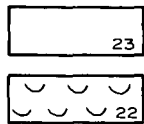
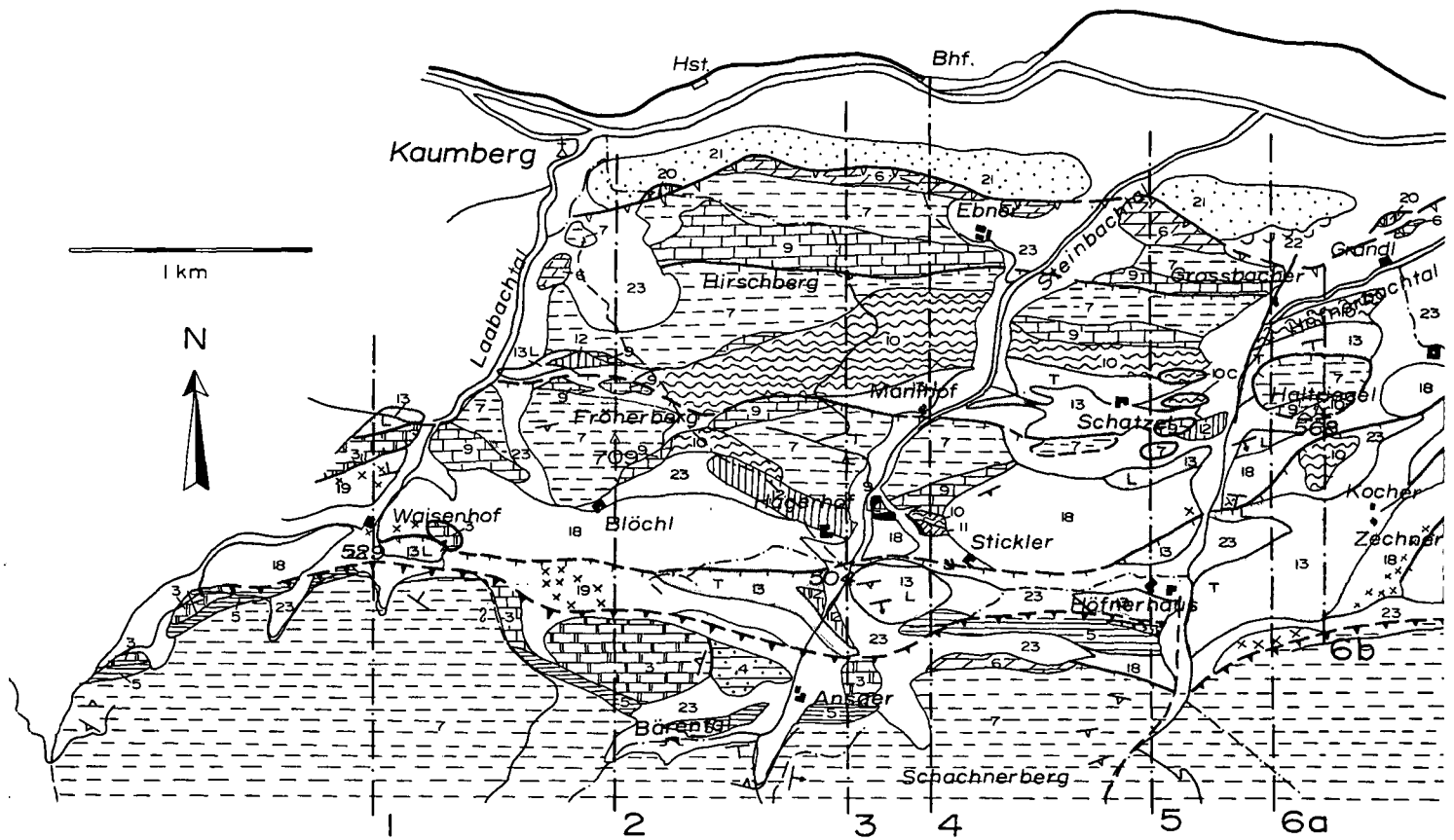
Haplophragmoides suborbicularis (GRZYBOWSKI)
Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)
Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Ammodiscus aff. *tenuissimus* GUEMBEL
(det. J. SALAJ)

und

Eiffelithus turriseiffeli (DEFLANDRE)
(det. H. STRADNER)

Wegen der Gosaudimente, die sich zwischen der Luftvilla N Gehöft Gross und SW Bahnhof Altenmarkt-Thenneberg den Mittelkreideablagerungen einschalten, kann die Abtrennung einer schmalen Teilschuppe von der Doppelhofschuppe („Reservoir-Teilschuppe“) angenommen werden. Im Dünnschliff der Probe 698 aus dem ?Coniac-Santon-Sandstein an der Luftvilla ist Crinoidendebris, *Textularia* sp., *Dorothia* cf. *oxycona*, *Gaudryina* sp., *Hedbergella* sp. und *Lenticulina* sp. (det. J. SALAJ) enthalten.

Auf der Doppelhofschuppe ruhen die am Schönbühel mächtig entwickelten, bis in das Paleozän reichenden Sedimente der Schönbühel-Gosaulmulde auf. Nierenta-

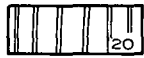


23 Quartär i. allg.

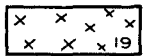
22 Rutschung



21 Flysch



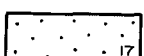
20 Gesteine der Kieselkalkzone



19 Gießhübler Schichten (höchstes Maastricht–Paleozän)



18 Nierentaler Schichten (Obercampan–Maastricht) Untercampanosedimente in Nierentaler Fazies



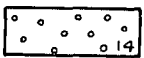
17 Graue, härtere Mergel mit Brekzienlagen (? Untercampan)



16 Grauer Quarzsandstein (? Coniac–Santon)

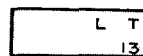


15 Dolomit-Feinkonglomerat (Coniac–Santon)



14 Grobkonglomerat (Coniac–Santon)

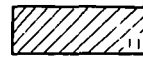
Gosauablagerungen



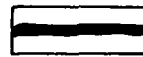
Mittelkreidesedimente i. allg.
L = Losensteiner Schichten (Mittelalb–Obercenoman)
T = Tannheimer Schichten (Oberapt–Alb)



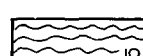
12 Neokommerngel



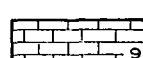
11 Bunte Kiesel- und Radiolarit-schichten (Oxford)



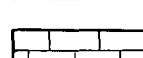
10 Bunte Jurakalke i. allg.



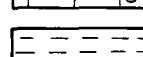
9 Allgäuschichten (Lias–? Dogger)
C = Crinoiden-(Hierlatz-)Kalk (Lias)



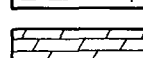
8 Kössener Schichten (Rhät) und Platten- („Rhät-“) Kalk (Nor–Rhät)



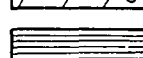
7 Dachsteinkalk (Nor–Rhät)



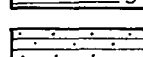
6 Hauptdolomit (Nor)



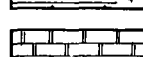
5 Opponitzer Kalk und Rauhwacke (Oberkarn)



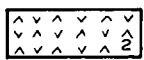
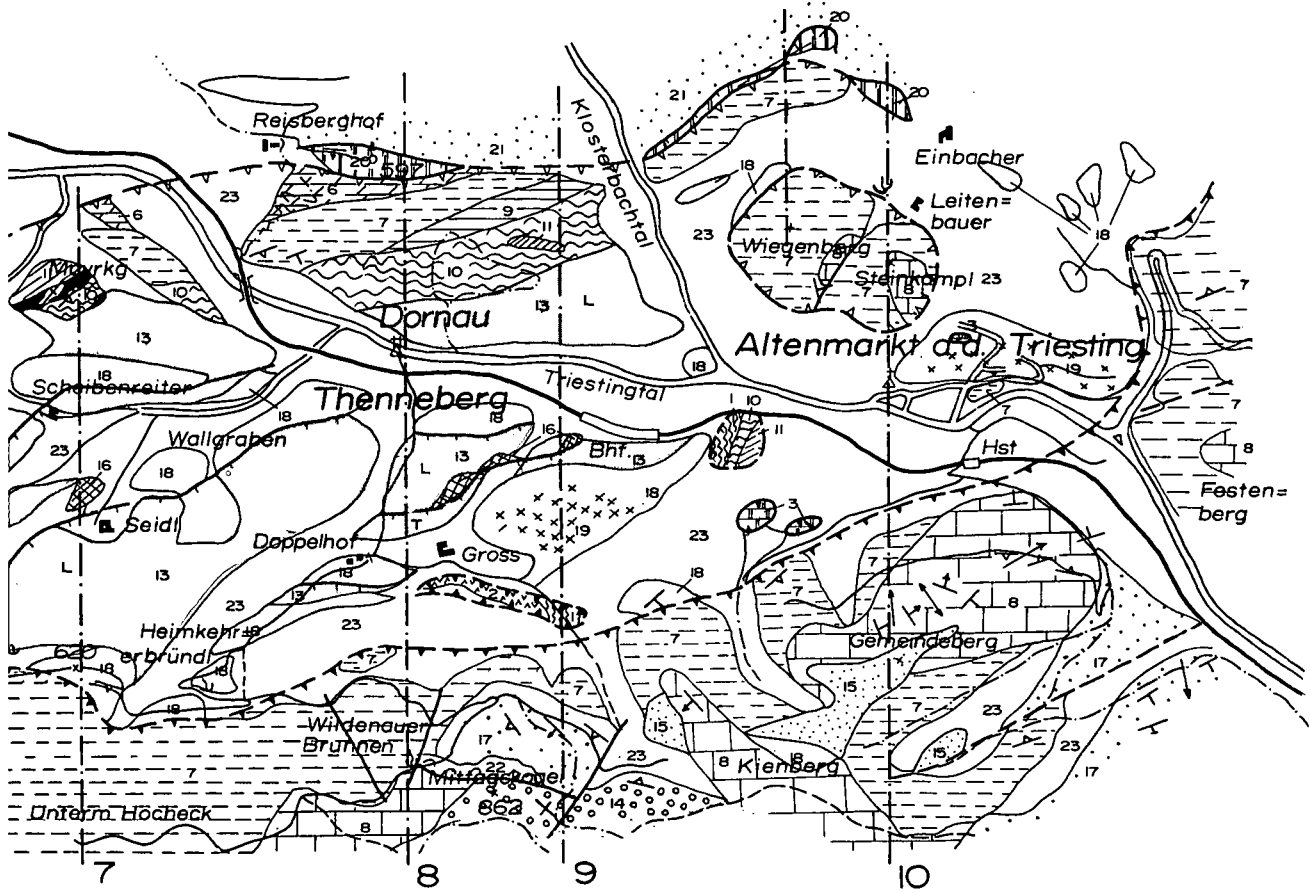
4 Lunzer Schichten (Unterkarn)



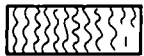
3 Reiflinger Kalk (Anis–? Ladin)



2 Gutensteiner Dolomit und Kalk (Anis)



Reichenhaller Rauwacke
und Brekzie (Anis)



Werfener Schichten (Skyth)
Haseleberge (Oberperm)



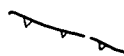
Stollen (verstürzt)



Quellen

1-10

Profillinien



Überschiebung der Kalkalpen
über die Klippen-
und Flyschzone



Überschiebung des Tirolikums
(Reisalpendecke)
über das Bajuvarikum



Schuppung
Sch = Schürfling



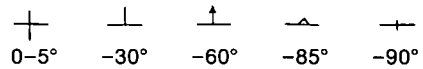
Störung



Gleitschollen-Begrenzung

Streichen und Fallen

a) der Schichtung



b) der Faltenachsen

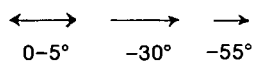
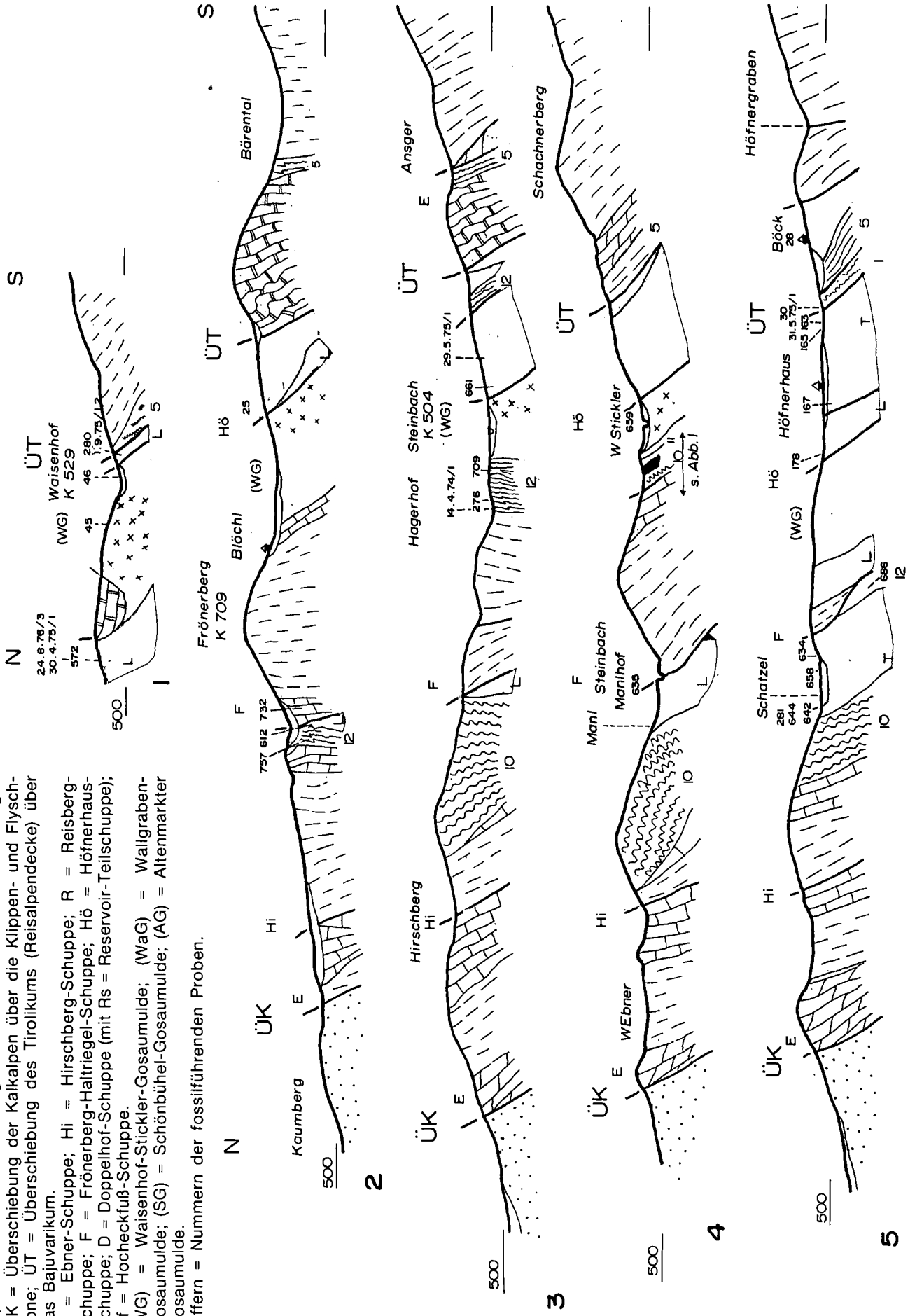
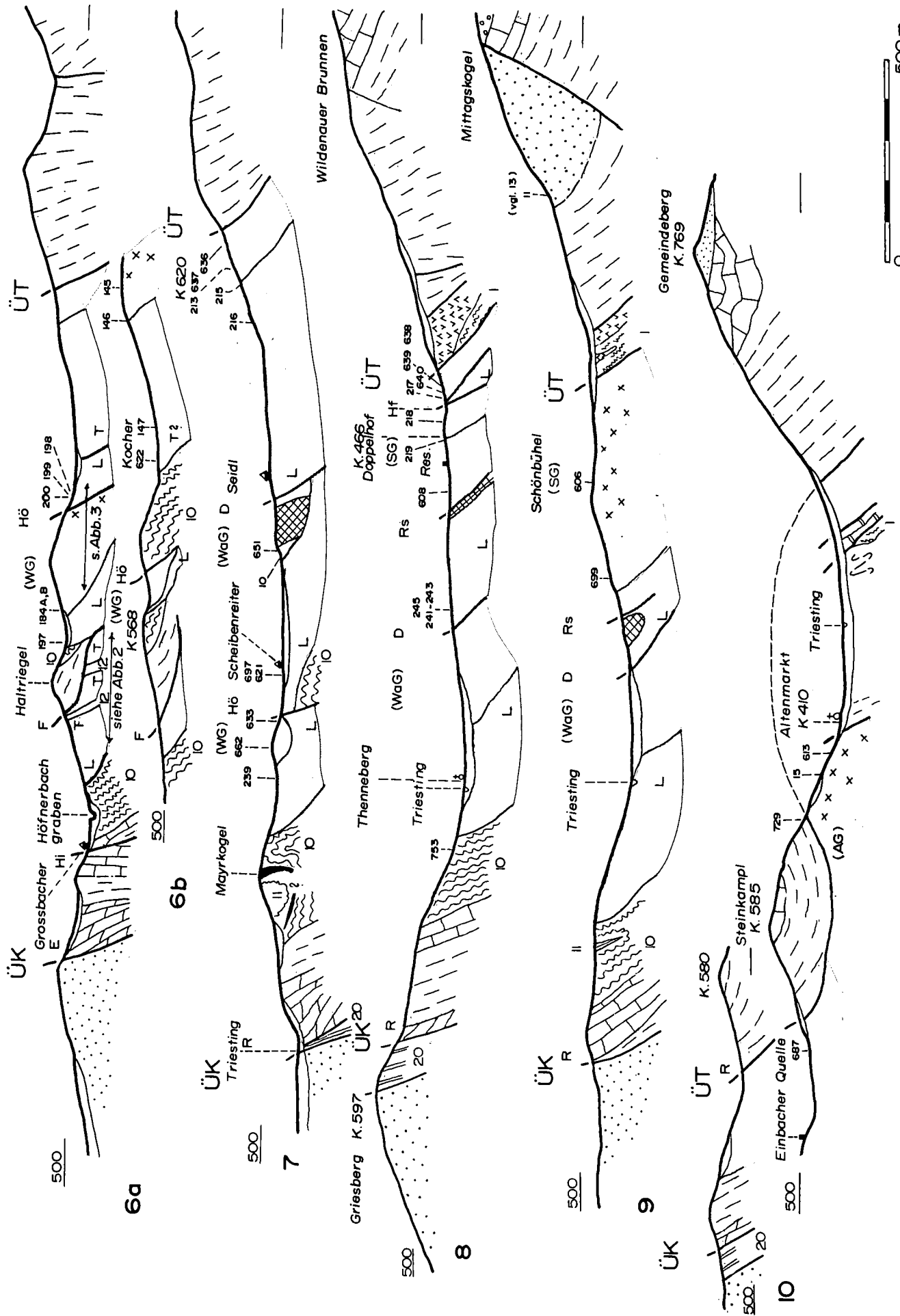


Abb. 4.

Geologische Kartenskizze vom Nordrandbereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kaumberg und Altenmarkt a.d. Triesting mit den Profillinien 1-10. Siehe Profiltafel, Abb. 5 (B. PLÖCHINGER, 1991).

Profile durch den Nordrandbereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kaumberg und Altenmarkt a.d. Triesting.
 ÜK = Überschiebung der Kalkalpen über die Klippen- und Flyschzone; ÜT = Überschiebung des Tirolikums (Reisalpdecke) über das Bajuvarikum.
 E = Ebner-Schuppe; Hi = Hirschberg-Schuppe; R = Reisberg-Schuppe; F = Frönerberg-Haltriegel-Schuppe; Hö = Höfnerhaus-Schuppe; D = Doppelhof-Schuppe (mit Rs = Reservoir-Teilschuppe); Hf = Hocheckfuß-Schuppe.
 (WG) = Waisenhof-Stickler-Gosaulmde; (WaG) = Wallgraben-Gosaulmde; (SG) = Schönbühel-Gosaulmde; (AG) = Altenmarkter Gosaulmde.
 Ziffern = Nummern der fossilführenden Proben.





ler Schichten vom Waldeck ca. 200 m SW des Doppelhofes führen in der Probe 218

Contusotruncana scutilla (GANDOLFI)
Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana stephensoni PESSAGNO
Globotruncanita elevata elevata (BROTZEN)
Globotruncanita elevata stuartiformis (DALBIEZ)
(det. J. SALAJ, höchstes Campan)

Diesen Gosauablagerungen wurde durch die nachgosauisch nordwärts vorrückende Reisalpendecke nochmals eine Schuppe, die schmale „Hocheckfuß-Schuppe“, aufgeschuppt. Sie besteht aus geringmächtigen Losensteiner Schichten und hangenden Gosauablagerungen. Die Probe 217 aus den Losensteiner Schichten von 300 m SW des Doppelhofes hat

Thalmaninella ticinensis GANDOLFI
Arenobulimina sp.
Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Lenticulina macrodiscus REUSS
Lenticulina muensteri ROEMER
Planomalina buxtorfi GANDOLFI
Dorothia oxycona (REUSS)
Textularia pygmaea REUSS
(det. J. SALAJ, Oberalp)

Zu den hangenden Gosauablagerungen zählen die an der Hocheck-Forststraße im Waldbereich SE des Doppelhofes anstehenden, grauen Mergelschiefer; sie enthalten in der Probe 640 folgende Nannoflora:

Watznaueria barnesae (BLACU)
Micula decussata VEKSHINA
Eiffelithus turriseiffeli (DEFLANDRE)
Eiffelithus eximius (STOVER)
Quadrum gartneri PRINS & PERCH-NIELSEN
Lithoraphidites carniolensis DEFLANDRE
Aspidolithus parvus (STRADNER)
Stradneria crenulata (BRAMLETTE & MARTINI)
(det. H. EGGER, Santon bis ?Untercampan)

Die ziegelroten, sandigen Mergel im Bereich des Heimkehrerbründels zeigen in der Probe 639

Watznaueria barnesae (BLACU)
Quadrum gartneri PRINS & PERCH-NIELSEN
Micula decussata VEKSHINA
Arkhangelskiella sp.
Stradneria crenulata (BRAMLETTE & MARTINI)
(det. H. EGGER, Santon–Untercampan)

und in der Probe 638

Watznaueria barnesae (BLACU)
Quadrum gartneri VEKSHINA
Quadrum gothicum (DEFLANDRE)
Aspidolithus parvus (STRADNER)
(det. H. EGGER, Untercampan)

Nach G. WESSELY (1987, S. 264) sind an der Basis dieses Gosauzuges auch geringfügige Brekzien und Sandsteine des Coniac–Santon entwickelt.

Ein Aushub südlich Gehöft Gross ließ erkennen, daß hier die Front der Reisalpendecke mit Reichenhaller Rauhwacke und Brekzie einsetzt. An einer Störung im Grenzbereich von Hauptdolomit/Dachsteinkalk tritt die Quelle des Wildenauer Brunnens aus (siehe Profil 9).

4.10. Profil 9

In der Reisberg-Schuppe fällt in diesem Profil die Einfaltung eines roten Radiolarites (?Oxford) in die All-

gäuschichten auf. Südlich der Triesting quert der Schnitt die Doppelhof-Schuppe, von der durch das Auftreten eines SW–NE-streichenden, massigen Gosausandsteins des (?)Coniac–Santon die „Reservoir-Teilschuppe“ abgetrennt erscheint. Auf deren Mittelkreidegestein ruhen die am Schönbühel mächtig entwickelten Gosauablagerungen mit ihren bunten, untercampanen, sparitischen Sandkalken, Nierentaler Schichten und Gießhübler Schichten. Die Erstgenannten lassen im Dünnschliff der Probe 699 vom Rücken SE des Bahnhofes Altenmarkt–Thenneberg zahlreich *Globotruncanita elevata* (BROTZEN), *Globotruncana arca* und *Hedbergella* sp. (det. J. SALAJ, Untercampan) erkennen.

Über die mittelpaleozäne Altersstellung der bunten Schiefer, flyschähnlichen Sandsteine und Feinbrekzien (Gießhübler Schichten) auf der Höhe des Schönbühels wurde der Verfasser schon 1974 von Herrn Dr. MILLES (ÖMV) informiert; die hier häufig auftretende „Lithothamnienbrekzie“ ist für die „Mittleren Gießhübler Schichten“ charakteristisch. Ein Dünnschliff der Probe 606 vom flyschoiden Sandstein dieser Lokalität zeigt einen Intrabiosparit mit Lithothamnienbruchstücken, Bryozoen- und Korallenresten sowie mit

kleinen Nummuliten
Alveolina sp.
Gyroldina sp.
Dorothia sp.
Rotalia sp.
Orthophragmina seunesi (DOUVILLÉ)
Miscellania sp.
Quinqueloculina sp.
Eponides sp.

(det. J. SALAJ, Mittel- bis Oberpaleozän).

Der Aushub einer Wasserfassung S Gehöft Gross schloß den im allgemeinen schuttbedeckten, roten bis grünlichgrauen Haselgebirgston der Reisalpendecke auf. Ihm ist gewiß der Quellaustritt im östlich benachbarten Graben zuzuschreiben.

Oberhalb des Wieshofersteiges setzt unmittelbar der Hauptdolomit der Reisalpendecke ein; er wird von mittelsteil bis steil SW-fallenden, inoceramienführenden, grauen, plattigen Mergeln überlagert, deren Sedimentationszyklen mit dicht gepackten Brekzien beginnen. H. STRADNER wies ihre campane Altersstellung durch die in der Probe 11 enthaltene Nannoflora nach. Offenbar entspricht das Gestein den ebenso aufgebauten Gosasedimenten SE des Gemeindeberges, die in der am Kienberg-Forstweg in 600 m NN genommenen Probe 13 eine reiche untercampane Foraminiferenvergesellschaftung mit *Globotruncana arca arca* (CUSHMAN), *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ und *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER) (det. J. SALAJ) enthält. Die Gosau des Mittagkogel-Nordhanges scheint sich an einer von Querbrüchen begrenzten Absenkung erhalten zu haben. Ihre Abrißnische geht am Wildenauer Brunnen aus und verläuft, durch kleine Rutschkörper markiert, etwa 40 Höhenmeter unter dem Gipfel des Mittagkogels.

4.11. Profil 10

Östlich des Klosterbachtals findet der Hauptdolomit der Reisberg-Schuppe in einer 800 m langen und ca. 200 m breiten, WSW–ENE-streichenden Rippe seine Fortsetzung. Perlschnurartig sind zwischen ihm und dem Flysch Reste der Kieselkalkzone aneinanderge-

reicht. Zu ihnen gehören graugrüne, zum Teil plattige Aptychenmergel, Radiolarit, ein grauer, kieseliger, crinoidenspätiger Kalk mit Hornsteinknauern und Spuren von Rhät-(Korallen-)Kalk.

SE der genannten Hauptdolomitrippe steht ca. 300 m NW des Gehöftes Einbacher ein an die 150 m langer Härting aus dünnschichtigem, grauem bis rötlichem Radiolarit und aus rotem, gut geschichtetem hornsteinführendem Kalk an, der einen Faltensattel mit NW-fallender Achse aufweist. Am Nordrand wird das Gestein von einem vorwiegend bräunlichgrauen, lamellaptychenführenden malmischen Suturenkalk abgelöst. Es wäre noch zu prüfen, ob hier ein Rest der „Kieselkalkschuppe“ oder im Sinne von G. WESSELY (1979, S. 63) ein kalkalpines Randelement vorliegt.

Zum weit nach Norden vorspringenden Teil der Reisalpendecke gehört der Steinkampl, der einen Teil der auf Gosauablagerungen ruhenden Steinkampl-Deckscholle darstellt und aus Hauptdolomit und bräunlich-bis rötlichbraunem Dachsteinkalk aufgebaut ist. Ein guter Aufschluß steil südfallender bis saiger stehender, inoceramenführender grünlichgrauer bis ziegelroter Kalksandsteine befindet sich 100 m östlich des Hauses Klauswies 6 (Sandwieser). In der Probe 687 führen sie eine untercampane Mikrofauna mit *Globotruncana arca* (CUSHMAN) (det. J. SALAJ).

Als Hinweis, daß die Gosauablagerungen gegen Süden unter die Deckscholle des Steinkampls einfallen, kann auch der Quellaustritt westlich des Gehöftes Leitenbauer gelten. Klar erkennbar ist die Gosauunterlagerung im Süden der Scholle. Etwa 50 m ESE der am SE-Fuß des Steinkampls gelegenen Kapelle, nordöstlich einer kleinen Deckscholle aus Gutensteiner Kalk, schloß ein Grundaushub grünlichgraue, muschelartig brechende Mergel auf, die in der Probe 729

Micula decusata VEKSHINA
Watznaueria barnesae (BLACU)
Quadrum gartneri PRINS & PERCH-NIELSEN
Eiffellithus turrisseiffeli (DEFLANDRE)
Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE
Lucianorhabdulus cayeuxi DEFLANDRE
(det H. EGGER, Obersanton–Untercampan)

führen.

Im Bereich der Satransiedlung sind Gießhübler Schichten verbreitet, die aus glimmerreichen, flyschähnlichen, plattigen Sandsteinen mit roten bis hellgrünlichgrauen Mergelschiefer-Zwischenlagen bestehen. In der Probe 15 aus feinblättrigen, roten Mergelschiefern enthalten sie

Ammodiscus cretaceous REUSS
Ammodiscus tenuissimus GÜMBEL
Hormosina ovulum ovulum GRZYBOWSKI
Hormosina ovulum gigantea GEROCH
Glomospira gordialis JONES & PARKER
Glomospira charoides JONES & PARKER
Glomospira gorayskii GRZYBOWSKI
Pectorecurvodes alternans NOTH
Pectorecurvodes irregularis GEROCH
Haplophragmoides suborbicularis GRZYBOWSKI
Haplophragmoides aff. scitulus BRANDY
Kalamopsis grzybowski DYLAŽANKA
Trochamminoides proteus KARRER
Recurvodes imperfectus HANZLIKOVÁ
Saccamina complanata FRANKE
Reophax sp.

1 Fischzahn

(det. J. SALAJ, wahrscheinlich Dan)

Äquivalenten bunten Mergelschiefern wurde nahe des Ostendes der Satransiedlung, am unteren Fahrweg derselben, die Probe 613 entnommen. Sie führt nach der Bestimmung H. STRADNERS das für das Dan NP₂ bezeichnende Nannofossil *Cruciplacolithus tenuis* (STRADNER). NP₂ kennzeichnet die zweittiefste, der Kreide-Tertiärgrenze nahe liegende Nannofossilzone. Das Sediment gehört folglich den „Unteren Gießhübler Schichten“ zu.

Beim Vorschub der Reisalpendecke sind basale Schichtglieder (Haselgebirge, Werfener Schiefer, Reichenhaller Rauhwacke und Brekzie) verschliffen und mitgeschleppt worden; G. WESSELY (1987, S. 264) faßt dieses mitgeschleppte Material unter der Bezeichnung „Basalteppich“ zusammen.

Östlich der Bahnstation Altenmarkt–Thenneberg befindet sich östlich eines Nutzweges ein von Haselgebirgston begleiteter, an die 100 m langer, NNW–SSE-streichender Körper aus Fleckenmergeln der Allgäuschichten und rotem Radiolarit des tiefen Malm. Es könnte sich dabei um einen kalkalpenfremden Schürfling handeln.

Westlich der Profilinie liegt eine teilweise von Gosausedimenten überlagerte Gutensteiner Dolomit-Scholle der Reisalpendecke. Erst darauf überschiebt mit ±steilem Einfallen der Hauptdolomit der zusammenhängenden Masse dieser Einheit. Der hangend aus dem Dolomit hervorgehende Dachsteinkalk zeigt eine Faltung mit in ostnordöstlicher Richtung einfallenden Achsen und erreicht SE von Altenmarkt den Talboden. Am Gemeindeberg (K. 769) ruht ihm transgressiv ein Dolomit-Feinkonglomerat des ?Coniac–Santon auf.

*

Die nicht nur landschaftlich, sondern auch geologisch-paläontologisch reizvolle Zone zwischen Kaumberg und Altenmarkt/Triesting wird stets zu weiterführenden Studien einladen, doch lassen schon die geologischen Aufnahmen Dr. WESSELYS zusätzliche neue Daten erwarten.

Literatur

- FABRICIUS, F.: Die Rhät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. – Geol. Rundsch., **56**, 140–170, Stuttgart 1967.
- GANSS, O. & KNIPSCHER, H. C. G.: Das Alter der Nierentaler und Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau. – N. Jb. Geol. u. Pal., Abh., **99**, 361–378, Stuttgart 1950.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R. et al.: Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1952.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R. et al.: Erläuterungen der geologischen Karte der Umgebung von Wien. – 138 S., Wien (Geol. B.-A.) 1954.
- KOLLMANN, H.: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (O.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 126–157, Wien 1968.
- KÜPPER, H.: Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, N. Ö. – Jb. Geol. B.-A., **92** (1947), 117–128, Wien 1949.
- LEIN, R.: Bericht 1975 über ... Kartenblatt 57, Neulengbach (Östliche Kalkvorpalen). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A84–86, Wien 1976.

- LEISS, O.: Neue Aspekte zur Geodynamik und Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – Geol. Rdsch., **99/1**, 47–84, Stuttgart 1990.
- MISK, M.: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. – 269 S., Slovenskej Akadémie Vied, Bratislava 1966.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 1–86, Wien 1963.
- PLÖCHINGER, B.: Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (N.-Ö.), mit Beiträgen von R. OBERHAUSER und G. WOLETZ. – Mitt. Geol. Ges., **56**, 1963, H. 2, Wien 1964.
- PLÖCHINGER, B.: Aufnahme 1973 auf den Blättern Baden (58) und Neulengbach (57). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A91–92, Wien 1974.
- PLÖCHINGER, B.: Geologische Aufnahme, Blatt 57, Neulengbach. – Verh. Geol. B.-A., **1975/1**, A36–37, Wien 1975.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1975 über Aufnahmen im kalkalpinen Anteil des Blattes 57, Neulengbach. – Verh. Geol. B.-A., **1976/1**, A86–87, Wien 1976.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1977 über Aufnahmen im kalkalpinen Anteil des Blattes 57, Neulengbach. – Verh. Geol. B.-A., **1978/1**, A59–61, Wien 1978.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1978 über geologische Aufnahmen zwischen Altenmarkt an der Triesting und Kaumberg auf Blatt 57, Neulengbach. – Verh. Geol. B.-A., **1979/1**, A85–87, Wien 1981.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1980 über Revisionsbegehungen auf Blatt 57 Neulengbach. – Verh. Geol. B.-A., H. 1, A36–37, Wien 1984.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Raum Kaumberg – Altenmarkt an der Triesting auf Blatt 57 Neulengbach. – Jb. Geol. B.-A., **134/3**, 468–469, Wien 1991.
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R.: Die Nierentaler Schichten am Untersberg bei Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **100**, 67–79, Wien 1957.
- PREY, S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 1–25, Wien 1975.
- SALAJ, J., BIELY, G. & BYSTRICKY, J.: Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. – Geol. Prace, **42**, 119–136, 8 Taf., Bratislava 1970.
- SALAJ, J. & SAMUEL, O.: Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide. – 291 S., 48 Taf., Bratislava (GUDS) 1966.
- SARNTHEIN, M., SCHNABEL, W., BAUMANN, K. H. et al.: Bericht 1983–1985 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 55 Obergrafendorf. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 399–404, Wien 1986.
- SCHMID, M. E.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen (Foraminifera) auf Blatt 57, Neulengbach. – Verh. Geol. B.-A., **1976/1**, A91, Wien 1976.
- SCHMIDT, W. J.: Vermes. – In: Catalogus Fossilium Austriae, V a, 56 S., Wien 1969.
- SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – In: SCHNABEL, W. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 71 Ybbsitz, 82 S. Wien (Geol. B.-A.) 1979.
- SCHNABEL, W., SARNTHEIN, M. et al.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 55 Obergrafendorf. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 407–410, Wien.
- SOLOMONICA, P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien etc. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **27** (1934), 1–119, Wien 1935.
- SPLITZ, A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **12** (1919), 115 S., Wien 1920.
- TOLLMANN, A.: Analyse des Klassischen Nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., Wien (F. Deuticke) 1976.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – 449 S., Wien (F. Deuticke) 1976.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. II, Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., Wien (F. Deuticke) 1985.
- WEIDICH, K. F.: Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – Zitteliana, **17**, 312 S., München 1990.
- WESSELY, G.: Rand und Untergrund des Wiener Beckens etc. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67** (1973–1974), 265–287, Wien 1975.
- WESSELY, G.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen in den östlichen Kalkalpen auf den Blättern 75 Neulengbach und 75 Puchberg. – Verh. Geol. B.-A., **1976/1**, A88–91, Wien 1976.
- WESSELY, G.: Bericht 1978 über geologische Aufnahmen in den östlichen Kalkalpen auf Blatt 57, Neulengbach. – Verh. Geol. B.-A., **1978/1**, A62–65, Wien 1979.
- WESSELY, G.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 57 Neulengbach und 75 Puchberg. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 254–255, Wien 1985.
- WESSELY, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 57. – Jb. Geol. B.-A., **130/3**, 265–267, Wien 1987.
- WESSELY, G.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach. – Jb. Geol. B.-A., **132/3**, 543–544, Wien 1989.
- WESSELY, G.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach. – Jb. Geol. B.-A., **133/3**, 423–424, Wien 1990.
- ZACHER, W.: Die kalkalpinen Kreideablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol., **6**, 213–228, München 1966.
- ZEIL, W.: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **103**, 375–412, Stuttgart 1956.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Juli 1991.

A Model for the Depositional Evolution of the Volcaniclastic Succession of a Pliocene Maar Volcano in the Styrian Basin (Austria)

By IRMINA PÖSCHL

With 18 Figures and 20 Tables

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 192

*Steiermark
Pliozän
Maar-Vulkanismus
Vulkaniklastika
Petrographie
Statistik*

Contents

Zusammenfassung	809
Abstract	810
1. Introduction	810
1.1. Regional Setting and Geology	810
1.2. Previous Studies	810
1.3. Objective of the Study	812
1.4. Sample Site and Geological Map	812
2. Instrumentation and Methods of Data Collection	815
2.1. Grainsize Analysis	815
2.2. Heavy Mineral Analysis	815
2.3. Component Analysis	816
2.3.1. Matrix	817
2.3.2. Basaltic Clasts	817
2.3.3. Crystals	817
2.3.4. Lithic Fragments	817
2.3.5. Accretionary and Armored Lapilli	818
2.3.6. Vesicles	818
2.3.7. Ultramafic Xenoliths	819
3. Description of the Deposits and their Setting	819
3.1. Pyroclastic Flow Deposit (Unit A)	819
3.2. Epiclastic and Reworked Deposits (Units B, D and F)	820
3.3. Pyroclastic Surge Deposits (Units E and G)	822
3.3.1. Unit E	822
3.3.2. Unit G	823
3.4. Air Fall Deposits (Unit C)	824
3.5. Lake Deposit (Unit H)	824
4. Sequence of Events and Discussion of Depositional Processes	824
4.1. Pyroclastic Flow Deposit (Unit A)	824
4.2. Epiclastic Deposits (Unit B)	826
4.3. Air Fall Deposits and Reworked Deposits I (Units C and D)	826
4.4. Pyroclastic Surge Deposit I (Unit E)	827
4.5. Reworked Deposits II (unit F)	828
4.6. Pyroclastic Surge Deposit II (Unit G)	829
4.7. Maar Volcanism	829
5. Statistical Processing	829
5.1. Methods and Procedures	829
5.2. Underlying Structures in the Multivariate Data Set (Factor Analysis)	831
5.2.1. Results Based on Heavy Mineral Data	831
5.2.2. Results Based on Heavy Mineral and Component Data	832
5.2.3. Interpretation	832
5.3. Discrimination and Classification	833
5.3.1. Results Based on Heavy Mineral Data	834
5.3.2. Results Based on Component Data	836
5.3.3. Results Based Heavy Mineral and Component Data	837
5.3.4. Interpretation	838

*) Anschrift der Verfasserin: Mag. IRMINA PÖSCHL, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

6. Conclusions	839
Glossary	840
Acknowledgments	840
References	841

Ein Modell für die Ablagerungsentwicklung der Vulkaniklastika eines pliozänen Maar-Vulkans im Steirischen Becken (Österreich)

Zusammenfassung

Die vulkaniklastischen Ablagerungen bei Beistein/Fehring, Österreich, sind Produkte des Vulkanismus, der vor ca. 2 Millionen Jahren die tertiären Sedimente des Steirischen Beckens durchschlug. Die bei Beistein aufgeschlossene Abfolge zeigt die Reste eines Maar-Kraters und die darin abgelagerten See-Sedimente. Eine phreatomagmatische Explosion führte zur Bildung des Kraters, der tief in die tertiären Sedimente und das vulkaniklastische Material eines älteren, nordwestlich liegenden Eruptionszentrums einschneidet. Die Ablagerung einer heißen, trockenen pyroklastischen „surge“ läßt vermuten, daß die Eruption in diesem Stadium von den Wechselwirkungen zwischen gemäßigten Mengen an Grundwasser und dem aufsteigendem Magma gesteuert wurde. Eine Unterbrechung der lokalen vulkanischen Aktivität ermöglichte die Ablagerung von wiederaufgearbeitetem Material auf den steilen Innenhängen des Kraters. Eine weitere Eruption führte zur Bildung einer Abfolge von nassen „surge-Ablagerungen“. Während die vulkanische Aktivität im Umfeld andauerte, wurde der Krater mit See-Sedimenten gefüllt. Nach der Ablagerung von präglazialen quartären Schottern bildeten erosive Prozesse schließlich das gegenwärtige Relief heraus.

Die Verwendung von statistischen Programmen ermöglichte eine signifikante Trennung der geologisch definierten Einheiten, wobei die Unterscheidung hauptsächlich auf Unterschieden in den Schwermineral-Spektren beruht. Die Ergebnisse bestätigen das vorgestellte geologische Modell. Die aufgrund komplexer Ablagerungsprozesse komplizierten Verteilungsmuster vulkaniklastischer Gesteinskomponenten erschweren eine statistische Klassifikation der verschiedenen Einheiten auf einer Basis der Komponentenverteilung. Eine höhere Anzahl an Proben, welche ein größeres Gebiet abdecken, könnte den Einfluß störender Faktoren ausgleichen und nützliche Verteilungsstrukturen herausheben.

Abstract

The volcanoclastic deposits at Beistein near Fehring, Austria, are fragmental products of a period of volcanism that penetrated the Tertiary sediments of the Styrian Basin about two million years ago. The sequence exposed at Beistein represents the inner crater rim of a small maar and its crater lake deposits. An initial hydromagmatic eruption led to the formation of the Beistein crater, which is cut into Tertiary sediments and overlying volcanoclastic material derived from an eruption center to the northwest of Beistein. The deposit of a hot, dry pyroclastic surge indicates, that moderate amounts of external water interacted with the ascending magma at this stage of the eruptive sequence. During a short period of quiescence, a sequence of reworked material (lahars and grain flows) was deposited on the steep inner slopes of the crater. A second explosive event produced a succession of wet surge deposits. The crater was subsequently filled with lake deposits, while volcanic activity continued at nearby eruption centers. After the deposition of a pre-glacial Quaternary pebble bed, erosional processes eventually formed the present relief.

Statistical analysis of heavy mineral distribution in the variate deposits made a significant separation of the units possible. The results confirm the initial geological model. The complexity of depositional processes and the consequently difficult interpretation of complicated distribution patterns of volcanoclastic clasts made a reasonable statistical separation of the various units based on component analysis data difficult. A wider spread of samples over a larger area and higher sample numbers may help to minimize the influence of disturbing factors on useful patterns.

1. Introduction

1.1. Physical Setting and Geology

The pyroclastic deposits near Beistein are located in the eastern part of the Styrian Tertiary Basin (West Pannonian Basin), 60 km to the southeast of Graz (46°55'N and 16°01'E; see Fig. 1).

The initial subsidence of this sedimentary basin took place about 17.5 million years ago, in the Oligocene stage of Miocene age. Magmatism, due to the late alpidic subduction, most likely triggered the volcanic activity in the hinterland of the Alpine Carpathian orogen (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; HORVATH & BERCKHEMER, 1982; ROYDEN, 1988; MEISSNER & STEGENA, 1988).

Rapid subsidence and tensional tectonics formed fault systems that subdivided the Styrian Basin into distinct segments. Syn-sedimentary deposits characterize the stages of Karpatian and early Badenian (Miocene). The volcanic activity that built up trachyandesitic and trachytic shield volcanoes, which are today covered by sediments, stopped when subsidence slowed down and strong tensional tectonics came to an end. Lacustrine-fluvial sediments derived from the rising Alps to the West, followed earlier marine units in the Styrian Basin (ARIC, 1982; CLAR, 1973; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; HORVATH & BERCKHEMER, 1982; SCLATER et al., 1980).

At the end of Pliocene time, volcanic activity resumed giving rise to lava flows, this time of Na-rich

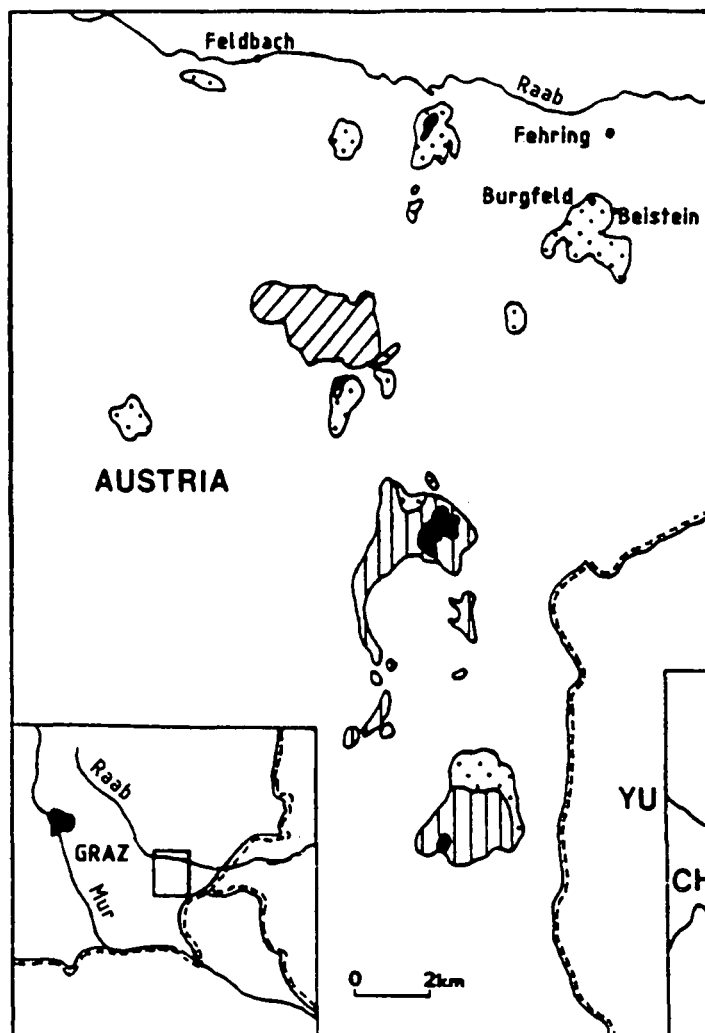
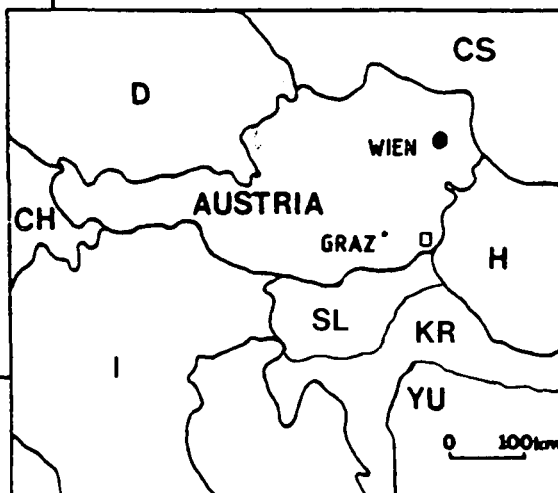


Fig. 1. Location of volcanic and volcaniclastic deposits in the Styrian Tertiary Basin, Austria.

CS = Czechoslovakia; CH = Switzerland; D = Germany; H = Hungary; I = Italy; YU = Yugoslavia.

not patterned = Tertiary and alluvial sediments; diagonally lined = Trachyandesite & trachyte, Miocene; vertically lined = Nepheline-basanite & olivine-nephelinite, Miocene-Pliocene; stippled = Basaltic volcaniclastics; black = Postbasaltic pebbles.



nepheline-basanitic and olivine-nephelinitic chemistry. In addition, about 40 known diatremes scattered over an area of roughly 2500 km² penetrated the Tertiary sediments. Pyroclastic deposits of this diatremes show a great amount of accidental lithics, including quartz pebbles, latites, aplites, granites and tonalites. The mineralogical composition of the ultramafic xenoliths found in pyroclastic material include spinel-lherzolites and harzburgites. They suggest equilibrium conditions of 940°–1000° Celsius and 15–27 Kb, representing an upper mantle which seems to be rather homogeneous, and lies at depths of 50–80 km (HERITSCH, 1965, 1966, 1969, 1975, 1982; HERITSCH & HÖLLER, 1970; HERITSCH & ROHANI, 1973; KURAT et al., 1976, 1977, 1980).

This volcanic activity continued into the Pannonian Basin to the east (POKA, 1988).

The only post-basaltic remnants are crater lake deposits and rare pebbly deposits, found at a few locations (EBNER & GRÄF, 1979; HÖLLER, 1982; WINKLER-HERMADEN, 1939, 1957).

1.2. Previous Studies

The chemistry, mineralogy and petrology of the nepheline-basanites, hauyn- and olivine-nephelinites of the Plio/Pleistocene volcanism in the Styrian Basin have been discussed by AGIORGITIS (1968, 1978), AGIORGITIS et al. (1970), ALKER et al. (1978, 1981), HERITSCH (1963, 1964, 1965, 1968 a and b, 1975, 1976

a and b), HERITSCH & HÖLLER (1970), HERITSCH & HÜLLER (1973, 1975), HÜLLER (1974), OFFENBACHER (1979), PAULITSCH (1973), POSTL & WALTER (1983), POULTIDES (1981), ROHANI (1971), SCHARBERT et al. (1981).

Papers concerning the corresponding volcaniclastic deposits (HERITSCH, 1969; HERITSCH & ROHANI, 1973; HERITSCH et al., 1960; HERMANN, 1974; HÖLLER, 1961, 1965; KURAT, 1971; KURAT et al., 1976, 1977, 1980; SCHARBERT, 1977; SCHARBERT et al., 1981;) concentrate on the interpretation of geochemical analyses of ultramafic nodules and on secondary alteration processes of the volcaniclastic material. VETTERS (1977) suggests, that the volcaniclastic sequence at Pertlstein near Fehring represents a lahar deposit.

Studies have also been carried out on the chemistry and industrial value of clay-mineral assemblages in fine-grained lake deposits at Fehring and Gnas (BERTOLDI et al., 1983; EBNER & GRÄF, 1979; HÖLLER, 1982; VOGELHUBER & WEIGEL, 1961; WIEDEN & SCHMIDT, 1956). The products of the basaltic volcanism and the late erosional processes and post-basaltic deposits were mapped and discussed by WINKLER-HERMADEN (1938, 1939, 1957).

The list of previous studies is based on text and references given in "Steiermark" (FLÜGEL & NEUBAUER,

1984) and on personal reading. I would like to apologize for inevitable incompleteness.

1.3. Objective of the Study

Several studies have been carried out on the geochemical and mineralogical aspects of the volcanoclastic successions near Fehring, Austria (see section 1.2.). However, the depositional processes and environmental conditions at the time of volcanic activity are not clearly understood.

This paper attempts to raise a number of essential questions concerning the local basaltic volcanism near Fehring:

- What was the style of the eruptive volcanic activity that gave rise to the deposits at Beistein?
- What were the physical and sedimentary processes involved?
- Is there any evidence for sudden changes in the depositional history as documented by the exposed successions?
- Will it be possible, and if so to what extent, to reconstruct the ancient environmental conditions?

There are many ways to approach these questions; the objective of this study, however, is the documentation and consideration of characteristic features within one specific volcanic succession at Beistein. This sequence is thought to be representative of the physical processes that have led to the deposition of the surrounding volcanoclastic deposits at Beistein.

Due to discontinuous outcrops, complexity of lateral facies changes and age relationships in fragmentally exposed deposits, investigations have been restricted to a small area (for detailed mapping see PÖSCHL, 1990) If restricted sets of heavy mineral data and data from component analysis (see section 2.) can provide

sufficient information for a reasonable stratigraphic and facies model, multivariate statistical methods should allow a significant separation between the visually distinguished units. The study emphasizes the reconstruction of the possible paleo-environmental, rather than spatial and paleo-geographic relationships. Correlation of the vertical sequence being studied with the units mapped in the surrounding area, may show a significant association of facies, which then could be interpreted in terms of the physical processes operating at the time of formation of the Beistein eruptive center.

1.4. Sample Site and the Geological Map

Because of extremely poor availability of outcrops in the field, reasonable sampling has been limited to an abandoned quarry for building stones on a hill near Beistein (see Fig. 1). The quarry cliffs, facing north and east, show a complex succession of various volcanoclastic deposits, which tend to have abrupt lateral changes (Fig. 2).

Samples were taken from two vertical cross-sections (Fig. 4) and laterally from units A, E and G (see Figs. 3 and 5).

The area surrounding the main outcrop covers about 2 km² and has been mapped at a scale of 1 : 5.000 (PÖSCHL, 1990). Areas lacking reliable outcrops have been given the signature "debris". Dashed lines represent suggested but not proven geological contacts.

Several units can be clearly distinguished:

- ① The underlying Tertiary sediments (Pannon) of the Styrian Basin topographically confine the volcanoclastic successions to the north and south. They also show through the volcanoclastic cover as small patches, where they have been exposed by ero-

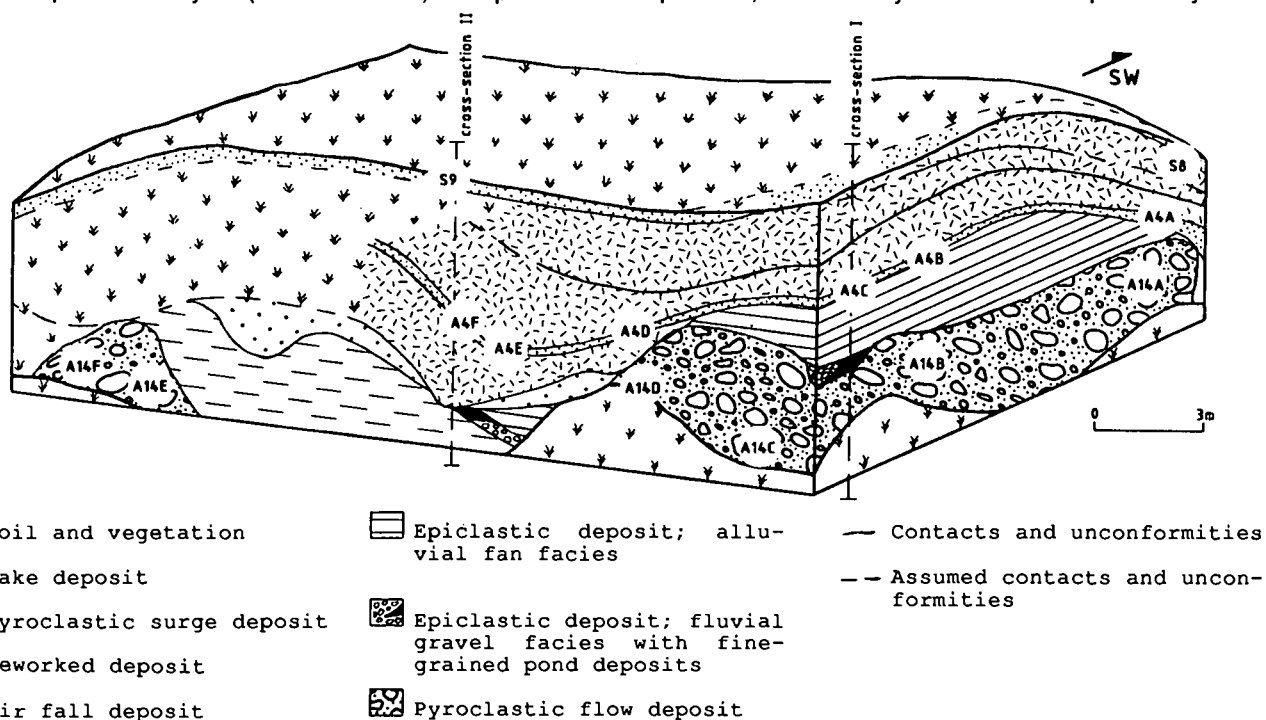


Fig. 2.

Sketch of the volcanoclastic succession exposed at the quarry cliff near Beistein.

Sample locations: A4A to A4F = pyroclastic surge deposit I; A14A to A14F = pyroclastic flow deposit; S8, S9 = pyroclastic surge deposit II.

For further explanation see text.

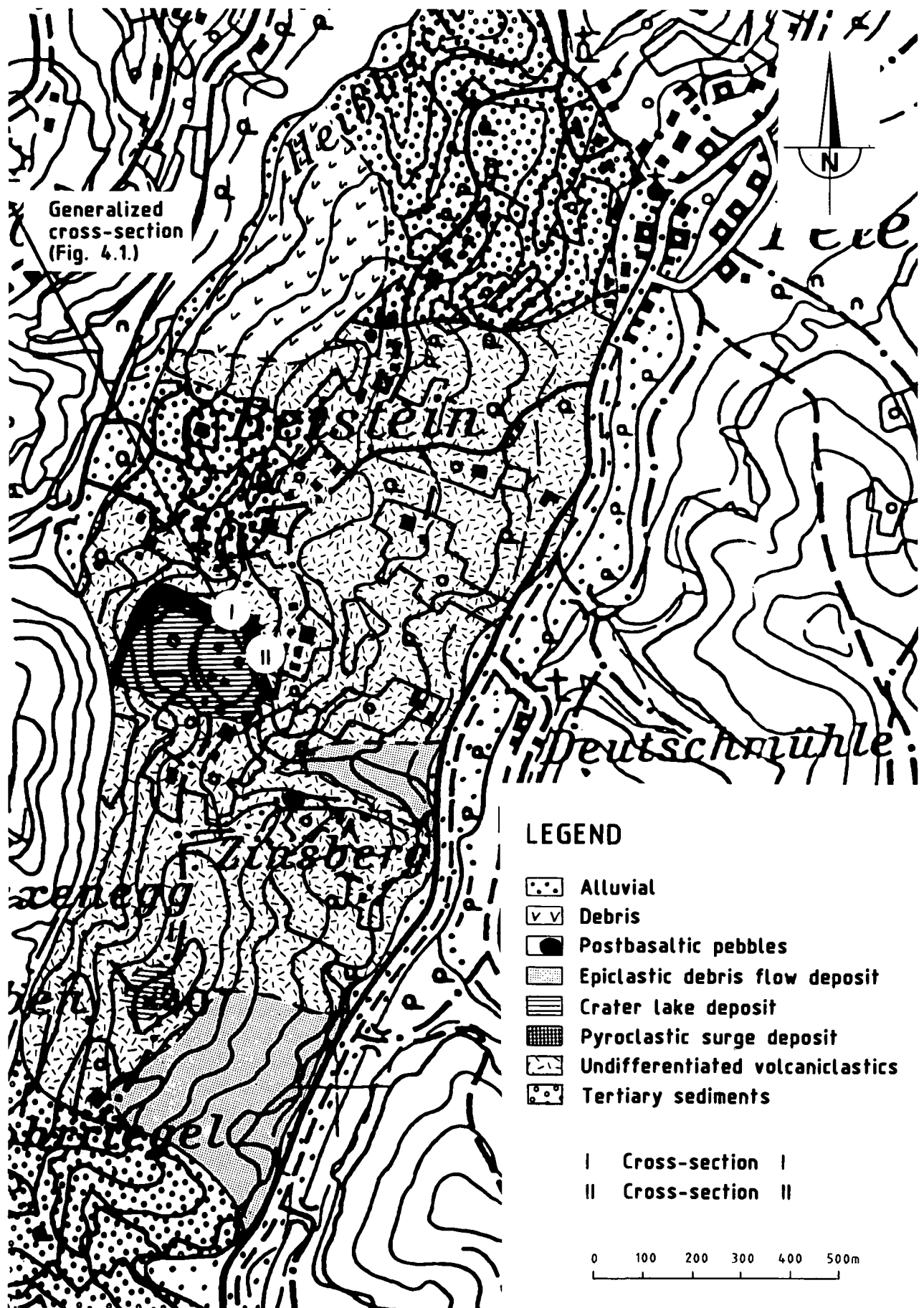


Fig. 3. Geological map of the area surrounding the main outcrop.

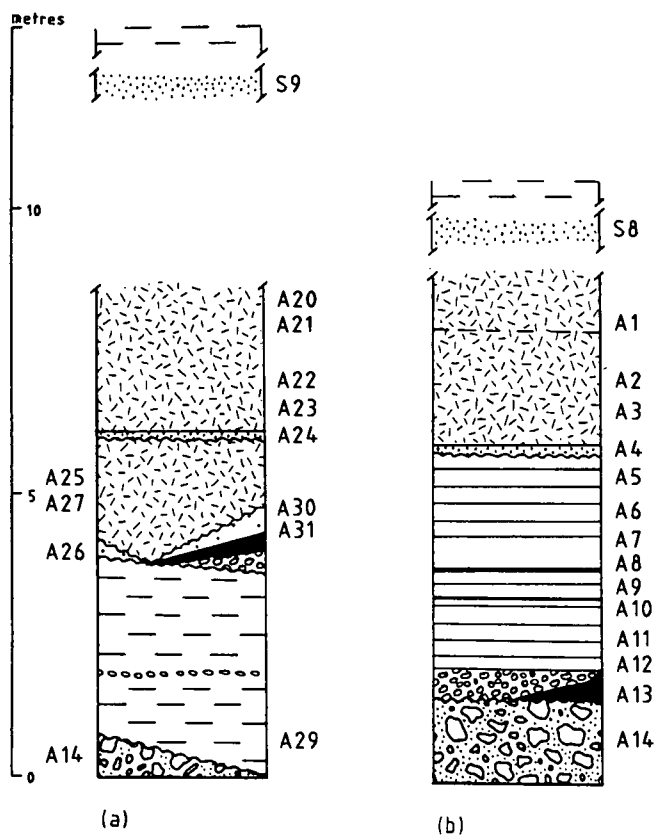


Fig. 4. Sample locations in (a) cross-section II, (b) cross-section I. For legend see Fig. 2.

sional processes. The surprisingly irregular pattern of the intersection between lithological contacts and the present topographical surface is explained as a result of the deposition of younger volcanic material on a significant pre-depositional paleo-relief. Furthermore, pyroclastic and epiclastic flows tend to accumulate in topographic depressions. This produces discontinuous deposits that are thick along the depression axis and thin out drastically towards the edges.

- ② Volcaniclastic material has been subdivided into undifferentiated volcaniclastics, epiclastic, pyroclastic and crater lake deposits (3.). Undifferentiated volcaniclastics include deposits that lack characteristic features allowing for a specific classification (e.g. reworked material, etc.). The term epiclastic is used for those deposits that contain fragments of consolidated pyroclastic rock (FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Classified epiclastic units at Beistein are thought to represent volcaniclastic debris flow and grain flow deposits (Fig. 3). This classification is based on the assumed depositional surface and characteristic features such as high content of fine matrix, subangular to rounded clasts of pyroclastic rock in an open framework, and poor sorting. The deposits may have formed as the near-source facies (FISHER & SCHMINCKE, 1984; also see section 4.2.) of the small eruptive center at Beistein. Because of the lack of definite evidence of original contacts, the epiclastic deposits have been drawn schematically as fans (Fig. 3).

A prominent topographic high to the west of Beistein is formed by a sequence of volcaniclastic rock with inclinations of 75° to 80°. The steep inclination is thought to be the result of secondary events, probably seismic activity or instability of the edifice, that caused parts of the crater wall to collapse forming a coarse volcanic breccia. These huge blocks are occasionally seen, but their relationship to each other and the overall geology is not understood.

At the quarry, pyroclastic flow, surge and also air fall deposits can alternate with a wide variety of epiclastic and reworked material.

One of the stratigraphically highest units in the outcrops, a succession of surge deposits, shows low-angle-cross-stratification and bomb sags. This unit can be traced around the hill describing half of a circle with beds inclined 35° to 50° towards the center (Fig. 5).

- ③ If the unit described above represents the ancient crater rim, then the overlying sequence of fine grained sandy-silty beds can be interpreted as crater lake deposit. Local occurrences of similar material indicate a smaller parasitic crater near Zinsberg about 1 km to the south of Beistein.

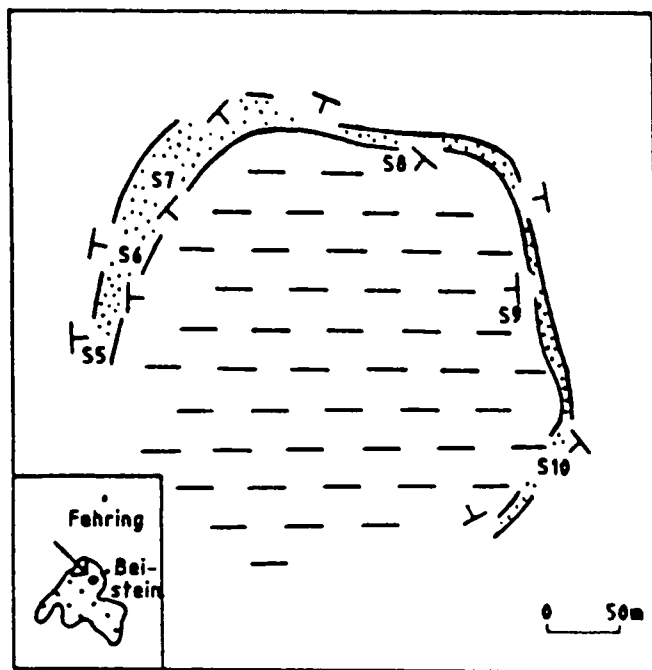


Fig. 5. Pyroclastic surge deposits describing the ancient crater rim. Beds show inclination toward the eruption center. S5 - S10 = sample locations; not patterned = undifferentiated volcaniclastic deposits; stippled = pyroclastic surge deposits; dashed lines = lake deposit.

Similar to the succession at Beistein, the lake deposit at Burgfeld, near Fehring (Fig. 1), is also surrounded by a marginal circle of volcaniclastic material, underlain by Tertiary sediments (EBNER & GRÄF, 1979; FLÜGEL & HERITSCH, 1968). According to the geological and spatial setting, the sequence at Fehring is interpreted as a Pliocene "maar". Although the genetic history and stratigraphy of the approximately 1000 m wide crater is not known in detail (FLÜGEL & HERITSCH, 1968), it is thought to be genetically closely related to the succession at Beistein (see chapter 4.; Fig. 15).

④ A restricted layer (outcropping over an area of approximately 10 m²) of post-basaltic pebbles ("Post-basaltische Schotter") near Zinsberg lies stratigraphically on top of volcanoclastic material. Presumably this pebble bed is of Early Quaternary pre-glacial age (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; WINKLER-HERMADEN, 1957) and represents the final sequence of sediments deposited in the Styrian Basin.

2. Instrumentation and Methods of Data Collection

2.1. Grainsize Analysis

Wet mechanical analysis was used as a data source for examining the grainsize distribution and variation within the unconsolidated deposits (A2, A6H–A13). A5 of the lower epiclastic unit, A1 and A3 of the upper unit as well as all pyroclastic deposits were unsuited for sieving analysis due to their level of consolidation.

The analyses were made with a set of sieves with mesh sizes spaced at one- Φ intervals ($\Phi = -\log_2 d$, d being the grainsize in millimeters), ranging from -4 to +4 Φ . Cumulative curves of the grainsize distributions were constructed on arithmetic probability paper. The Inman parameters (median diameter (Md) and graphical standard deviation (Sigma) as a measure of sorting) were determined, using the formulae developed by INMAN (1952):

$$\text{Md}(\Phi) = (\Phi)50$$

$$\text{Sigma}(\Phi) = ((\Phi)84 - (\Phi)16)/2$$

2.2. Heavy Mineral Analysis

In order to obtain the required grain fraction of the volcanoclastic material (0.05 mm < diameter < 0.4 mm), the samples were crushed and sieved. Na-Polywolframat-solution (specific density = 2.95 g/cm³) was used for the heavy liquid separation, and grain mounts were made with Permunt ($n = 1.54$).

Data (Tab. 1 and 2.) was obtained by identifying and counting approximately 300 transparent crystal grains per slide on several area strips (wandering field of view), converted into "grain percent" (100 %). The proportion of opaque minerals is expressed as grain percentage (opaque + transparent minerals = 100 %). Those minerals that do not exceed 2 grain percent are listed under "others", including spinel, rutile, zircon, anatase. The following minerals were identified and counted separately: olivine, hornblende, pyroxene and garnet.

An occasionally large discrepancy between mineralogical abundances (olivine, hornblende), which were determined by heavy mineral analysis and component analysis in thin sections, respectively, may be due to the presence of ultramafic xenoliths and xenocrysts. Ultramafic nodules and big basaltic hornblende crystals are easily missed when cutting the rocks for the preparation of thin sections. However, the occurrence of one small fragment in crushed material, used for the heavy mineral separation, may be enough to significantly raise the value for a certain fraction. Orthopyroxenes, which are not normative in alkaline basalts but may be found in the heavy mineral spectra of some samples, are also derived from ultramafic xenoliths. Since the heavy mineral analysis is sup-

S.No.	ol	hb	py	gr	ot	op	wt%HM
profile I							
A1	34.2	32.0	24.3	8.5	1.0	12.5	2.3
A2	57.2	31.9	8.3	1.7	0.9	3.2	6.7
A3	62.8	21.4	10.8	3.2	1.8	7.5	6.1
A4C	44.8	7.7	39.4	6.4	1.7	9.1	3.4
A5	70.5	12.0	15.2	1.3	1.0	8.6	11.3
A6H	75.1	7.5	4.2	11.5	1.7	7.9	17.3
A6L	71.4	15.3	2.1	7.7	3.5	8.6	17.6
A7	62.6	20.0	12.0	2.8	2.6	7.2	14.0
A8	60.0	19.1	12.3	6.0	2.6	19.8	5.0
A9H	66.6	13.4	10.6	7.1	2.3	12.5	6.3
A9L	73.0	13.9	3.9	7.9	1.3	7.9	9.6
A10	72.4	10.9	8.3	7.2	1.2	9.8	10.3
A11	77.7	9.1	7.5	3.6	2.1	7.2	15.7
A12/4	71.6	9.1	4.9	7.2	7.2	17.9	12.3
A12/3	75.0	11.9	7.2	4.4	1.5	5.5	18.9
A12/2	74.9	10.6	8.6	5.2	0.7	8.5	14.2
A12/1	67.8	8.6	6.7	10.4	6.5	8.0	12.7
A13	67.1	10.6	8.0	9.9	4.4	21.5	3.9
A14B	75.3	1.7	14.0	1.7	7.3	11.0	10.9
profile II							
A20	62.0	21.8	9.3	6.3	0.6	8.5	7.8
A21	47.1	33.5	12.0	6.5	1.0	7.2	7.1
A22	55.1	23.0	15.8	5.5	0.6	7.5	4.5
A23	53.6	27.0	12.5	6.6	0.3	5.9	5.2
A24	41.1	7.3	44.9	5.1	1.6	6.0	4.2
A25/1	47.5	16.2	26.2	8.2	1.9	7.3	7.3
A25/2	50.2	11.6	31.7	4.0	2.5	5.9	5.9
A26	49.8	24.5	18.9	5.2	1.6	4.2	9.6
A27	60.0	22.0	12.5	3.1	2.1	5.8	7.8
A30	46.6	35.0	10.5	5.5	2.4	6.0	10.4
A31	59.8	21.5	11.1	6.4	1.2	6.0	9.9
A29	61.6	9.2	15.0	10.8	3.4	7.3	8.3
A14E	71.1	7.9	11.6	6.3	3.1	14.5	7.8

Table 1.

Data derived from heavy mineral analysis, cross-section I and cross-section II (32 samples).

Values represent percent of grain counts (ol, hb, py, ot, op) and weight percent (wt%HM) (see chapter 2.2.).

S.No. = sample number; ol = olivine; hb = hornblende; py = pyroxene; gr = garnet; ot = others; op = opaques; wt%HM = total weight percent of heavy minerals per sample.

S.No.	ol	hb	py	gr	ot	op	wt%HM
unit A14							
A14A	82.5	0.8	13.6	0.6	2.5	14.6	12.2
A14B	75.3	1.7	14.0	1.7	7.3	11.0	10.9
A14C	73.0	3.4	14.3	2.3	7.0	9.9	13.3
A14C1	72.1	4.2	12.6	5.0	6.1	14.3	13.2
A14D	73.6	6.0	15.5	1.0	3.9	12.8	8.3
A14E	71.1	7.9	11.6	6.3	3.1	14.5	7.8
A14F	77.1	4.0	13.0	2.3	3.6	9.1	9.8
unit A4							
A4A	58.9	7.5	28.8	4.5	0.3	7.2	8.2
A4B	44.7	12.7	35.3	6.0	1.3	8.0	6.4
A4C	44.8	7.7	39.4	6.4	1.7	9.1	3.4
A4D	34.3	10.5	48.1	6.5	0.6	6.4	2.5
A4E	39.8	10.9	39.2	8.1	2.0	9.1	3.1
A4F	41.1	7.3	44.9	5.1	1.6	23.7	1.9
unit S							
S5	18.8	32.3	44.7	3.3	0.9	6.0	8.9
S6	38.5	25.0	33.3	2.3	0.9	2.5	6.4
S7	59.6	21.0	15.7	1.2	2.5	3.3	11.5
S8	20.5	16.0	53.1	8.8	1.6	6.9	5.8
S9	25.6	15.4	47.9	8.9	2.2	5.7	4.8
S10	26.9	15.0	56.5	1.1	0.5	4.1	4.3

Table 2.
Data derived from heavy mineral analysis, layers A14, A4 and S (units A, E, G, 19 samples). Values represent percent of grain counts (ol, hb, py, gr, ot, op) and weight percent (wt%HM) (see chapter 2.2).
For definitions see Tab. 1.

posed to represent a bulk composition, restricted to specific minerals, the grains derived from xenoliths do not falsify the obtained data. The awareness of this fact may, of course, be important for interpreting the data set.

2.3. Component Analysis

Using an automatic point-counter, 300 components (described below) per thin section have been examined

and classified. Thin sections were made only of those samples that were consolidated enough to be cut properly. Included are all samples of the pyroclastic flow deposit (A14), the pyroclastic surge deposits (S5-S10), cross-section II (A20-A31, except A24) and A1 to A5 of cross-section I.

Components were subdivided into the following classes:

- Matrix
- Cryptocrystalline basaltic clasts

Table 3.
Data derived from component analysis (28 samples).
S.No. = sample number; mat = matrix; cry = cryptocrystalline basaltic clasts; vit = vitric basaltic clasts; cr = crystals; qu = quartz and feldspar clasts; ccl = clastic lithics; vol = volcanic lithics; acc = accretionary and armored lapilli; ves = vesicles.

S.No.	mat	cry	vit	cr	qu	ccl	vol	acc	ves
profile I									
A1	34.3	19.1	9.7	1.1	30.0	2.2	3.6	0.0	7.6
A2	9.7	51.9	4.7	2.6	25.1	4.3	1.7	0.0	21.7
A3	44.6	25.8	8.4	1.7	16.0	3.5	0.0	0.0	4.3
A4C	55.4	17.9	5.7	1.7	19.3	0.0	0.0	0.0	1.3
A5	4.2	45.4	6.3	7.1	32.4	3.8	0.8	0.0	20.6
profile II									
A20	59.8	18.5	3.7	1.4	16.6	0.0	0.0	0.0	1.3
A21	44.6	23.5	11.8	1.0	19.1	0.0	0.0	0.0	3.7
A22	47.8	23.7	7.1	0.7	20.7	0.0	0.0	0.0	1.7
A23	43.9	27.4	11.5	2.0	15.2	0.0	0.0	0.0	1.3
A25	62.2	16.1	2.3	0.7	18.7	0.0	0.0	0.0	0.3
A26	50.3	28.9	5.4	0.7	14.0	0.0	0.0	0.7	2.0
A27	51.7	24.2	6.5	2.0	15.3	0.3	0.0	0.0	2.0
A30	52.7	17.2	8.8	2.7	18.6	0.0	0.0	0.0	1.3
A31	39.6	28.2	5.4	2.5	21.4	0.0	0.0	2.9	6.7
A29	35.9	21.7	4.8	2.1	31.4	4.1	0.0	0.0	3.3
A14	41.6	27.4	9.8	4.7	15.2	0.0	1.3	0.0	1.3
unit 14A									
A14A	52.4	17.6	9.5	3.3	17.2	0.0	0.0	0.0	1.3
A14B	49.2	17.5	8.4	3.0	21.6	0.0	0.3	0.0	1.0
A14C	52.4	16.7	5.4	5.4	19.1	0.7	0.3	0.0	2.0
A14C1	58.1	16.9	7.1	1.7	15.5	0.7	0.0	0.0	1.3
A14D	48.1	20.6	5.2	4.1	20.3	0.7	1.0	0.0	3.0
A14E	41.6	27.4	9.8	4.7	15.2	0.0	1.3	0.0	1.3
A14F	42.8	22.9	13.8	2.4	17.1	0.7	0.3	0.0	1.0
unit S									
S5	38.4	18.3	22.7	3.0	17.0	0.3	0.0	0.3	0.0
S6	30.5	36.6	10.3	2.1	19.5	0.3	0.0	0.7	2.6
S7	40.9	22.3	19.6	1.7	14.8	0.7	0.0	0.0	1.3
S8	45.7	17.1	5.1	2.7	28.7	0.0	0.0	0.7	2.3
S9	40.6	33.5	3.4	1.0	18.4	0.0	0.0	3.1	2.3
S10	20.2	35.1	19.7	3.2	19.4	0.4	0.0	2.0	17.3

- Vitric basaltic clasts
- Crystals
- Monomineralic clasts (quartz, feldspars)
- Clastic lithics
- Volcanic lithics
- Accretionary and armored lapilli
- Vesicles or air spaces

For data see Tab. 3.

2.3.1. Matrix

The microcrystalline matrix consists of small fragments of broken country rock (quartz and feldspar chips) and minerals that are thought to be alteration products of the original matrix-forming glass shards. The grade and type of alteration may show significant variations throughout the succession and even within a single sample. The alterations may have been caused by primary processes during deposition (hot or cold, wet or dry emplacement, varying porosity) and/or secondary diagenetic influences (hydrothermal fluids, weathering). In pyroclastic deposits, densely packed matrix may in some cases have maintained its original glassy texture or even its optical isotropy.

2.3.2. Basaltic Volcanic clasts

Basaltic volcanic clasts of nepheline-basanitic chemistry show different grades of crystallization. They may be slightly inflated, dense and cryptocrystalline or vitric. The conformity of phenocrysts and rare joint occurrence of vitric and cryptocrystalline texture within one individual clast indicate, that they came from the same magma batch. Olivine, augite (Fig. 6 (a)), and nepheline form euhedral phenocrysts. Rare orthopyroxene crystals, xenocrysts in the silica-undersaturated magma that have presumably been derived from ultramafic nodules, may show augite or hornblende alteration coronas (Fig. 6 (b)). Xenolithic quartz grains, which have been occasionally incorporated into the ascending magma, usually lack alteration rims. This may point towards a fast ascent of the melt, but the reaction processes between quartz and silica-

undersaturated magma in general are not well understood. Furthermore, HERMANN (1974) described basaltic lapilli in nearby basaltic pyroclastic deposits of the same age, which show secondary alterations partially due to the incorporation of quartz grains.

Vitric fragments may be strongly oxidized and thus hard to recognize. Components were only classified as vitric if this assignment was obvious. Devitrified sideromelane fragments that maintained their glassy texture are included in this class, although strongly altered clasts may have lost their characteristics and thus could not be distinguished from the matrix.

With respect to their origin, the basaltic clasts in pyroclastic deposits may be subdivided into juvenile and cognate ejecta (CAS & WRIGHT, 1988; FISHER & SCHMINCKE, 1984). The mineralogical similarity of the basaltic components throughout the sequence, which is probably caused by a relatively invariable magmatic composition during the confined time of volcanic activity, make a distinction difficult.

The degree of volatile dissolution at the moment of eruption, the amount of external water involved, and the depositional processes may be the main causes for the varying proportions of cryptocrystalline and vitric basaltic clasts.

2.3.3. Crystals

Crystals that occur as independent components are essentially pyrogenic and include olivine, augite, nepheline and hornblende. Rutile, zircon, garnet and opaques, presumably derived from the underlying sediments, are rare and seldom seen in thin sections.

2.3.4. Lithic Fragments

Components that are not directly derived from the erupting magma show diverse characteristics. Angular quartz-grains (Fig. 7) and feldspar-grains were produced by the explosive fragmentation of sedimentary pebbles, which was caused by shallow hydrovolcanic eruptions. The monomineralic clasts may show undulatory extinction and recrystallization- or strain-text-

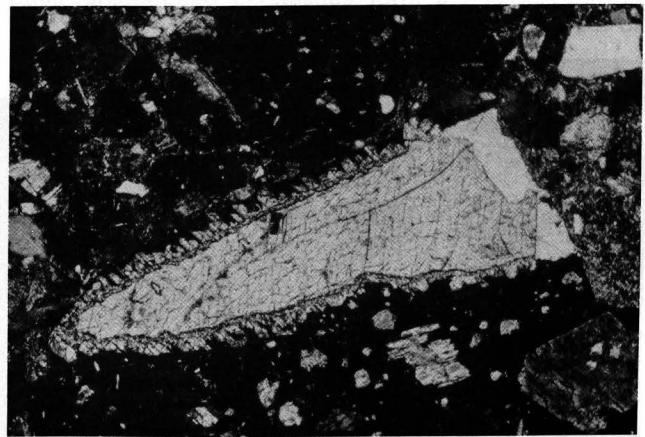
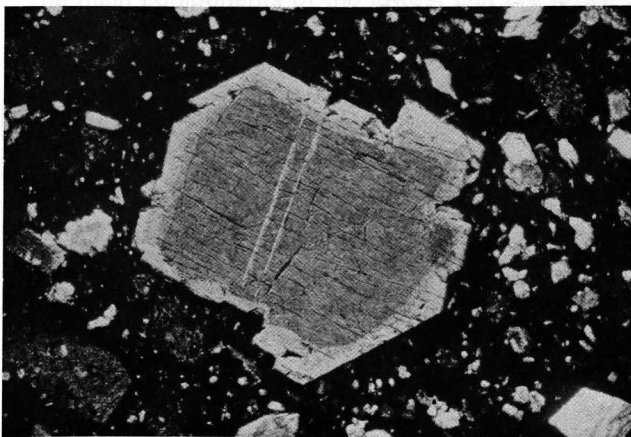


Fig. 6.

Pyrogenic crystals in basaltic clasts.

- a) Clinopyroxene with marginal zoning and intergrowth lamellae in basaltic clast.
Sample A14C, pyroclastic flow deposit, unit A.
XPL, magnification $\times 26$.
- b) Orthopyroxene with alteration corona in basaltic clast.
Sample A14E, pyroclastic flow deposit, unit A.
XPL, magnification $\times 13$.

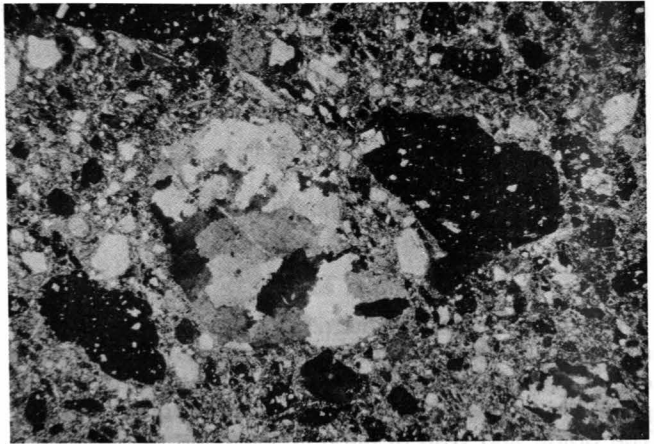
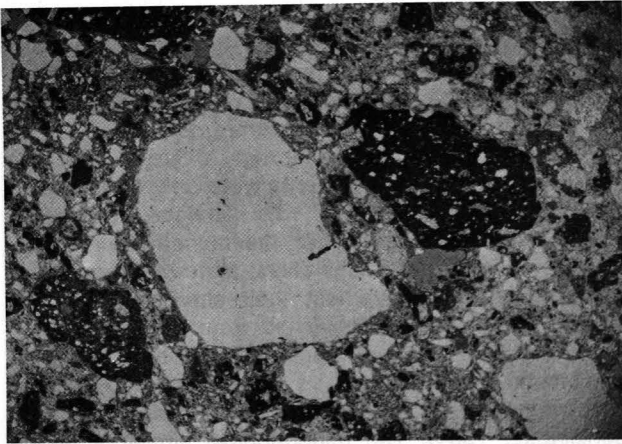


Fig. 7.
Big lithic quartz fragment in pyroclastic flow deposit.
Sample A14B, unit A.
a) PPL.
b) XPL.
Magnification $\times 5$.

tures due to their metamorphic history during alpidic orogeny. Small intact pebbles in epiclastic deposits may also be derived from the surrounding surficial sediments.

Clastic lithics include fragments of slightly consolidated fine-grained material of the sedimentary successions (mud or sandstone) and tuff fragments. The tuff fragments were either explosively ejected during eruptions or derived from the surface by reworking and weathering.

The rare volcanic lithics which show distinct differences in their modal mineralogy are thought to be Miocene latites that have been penetrated by the ascending basaltic magma and ejected during the eruption (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

In pyroclastic deposits, lithics that are not directly derived from the erupting magma are termed accidental clasts (CAS & WRIGHT, 1988; FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Remarkable is the lack of plutonic and metamorphic xenoliths, which are abundant at Kapfenstein and other locations.

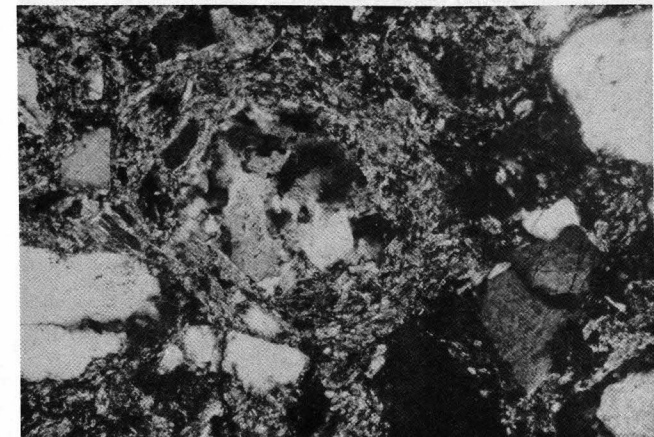
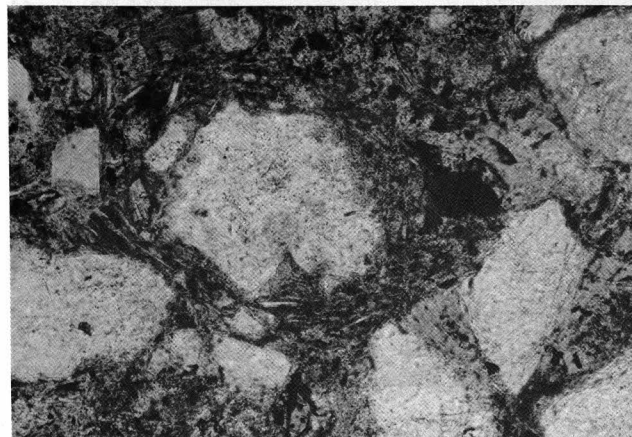


Fig. 8.
Armored lapilli with lithic core.
Sample S8, surge deposit II, unit G.
a) PPL.
b) XPL.
Magnification $\times 51$.

2.3.5. Accretionary Lapilli Armored Lapilli

Rare accretionary lapilli show the same microcrystalline texture as the equivalent devitrified ash matrix, but exhibit a concentric internal structure that may be obscured by secondary processes. Armored lapilli (recognizable lithic cores covered by unstructured ash) are common in some surge deposits and in the air fall deposit A31 (Fig. 8).

2.3.6. Vesicles

Vesiculated tuffs with entombed gas cavities are diagnostic for phreatomagmatic pyroclastic material that has been deposited under wet conditions, where ash was nearly saturated with water so that trapped air or steam could not escape (CAS & WRIGHT, 1988).

Vesicles in lahar deposits have been explained as trapped air bubbles (CRANDELL & WALDRON, 1956; CRANDELL, 1971) but may also be formed by draining away water (see section 4.5).

Air spaces in reworked and epiclastic material may be due to draining away water and/or lack of fine-grained matrix.

2.3.7. Ultramafic Xenoliths

The Pliocene volcanoclastics contain a wide variety of ultramafic xenoliths (known as "Olivinbomben"). The nodules from Kapfenstein, a tuff cone to the southwest of Beistein, are derived from the upper mantle, approximately 50–80 km below surface. Modal compositions reach from lherzolite to dunite. The suite represents a residual sequence formed by different degrees of partial melting in the upper mantle (KURAT et al., 1980).

Based on heavy mineral spectra of crushed nodules and spectra of the excessively xenolith-bearing unit A (see section 3.1), the ultramafic xenoliths at Beistein may be described as dunites or dunite-lherzolites. They are rich in olivine; clino- and orthopyroxenes are less abundant, spinel and garnet are absent or rare.

It is not known, if the xenoliths at Beistein are truly derived from the upper mantle, or if they are early cumulates of the basaltic magma. Detailed analyses of the geochemistry of the material may provide further information.

The ultramafic xenoliths do not appear as a variable in the statistical component analysis, because they are easily missed and, therefore, not present in thin sections.

3. Description of the Deposits and their Setting

3.1. Pyroclastic Flow Deposit (Unit A)

The stratigraphically lowest unit of cross-section I (see Fig. 11), a pyroclastic flow deposit, is only partially exposed and its total thickness is therefore not known. A sharp contact with the overlying sediments (see section 3.2.) forms a distinct erosional unconformity.

The main components of the lowest unit are juvenile (and probably cognate) cryptocrystalline basaltic fragments, accidental clasts including a significant amount



Fig. 10. Degassing pipe penetrating pyroclastic flow deposit (unit A).

of quartz pebbles (some of them fragmented) and crystals. Basaltic fragments, mud lumps, and ultramafic nodules (see section 1.3. and Fig. 9) with basaltic crusts may be as big as 30 cm (longest dimension), though clasts of this size are rare. Clay minerals and other unidentified crystallites form a microcrystalline matrix which is thought to be an alteration product of vitric ash shards.



Fig. 9. Pyroclastic flow deposit (unit A). Notice ultramafic xenolith with basalt crust (marked with arrow).

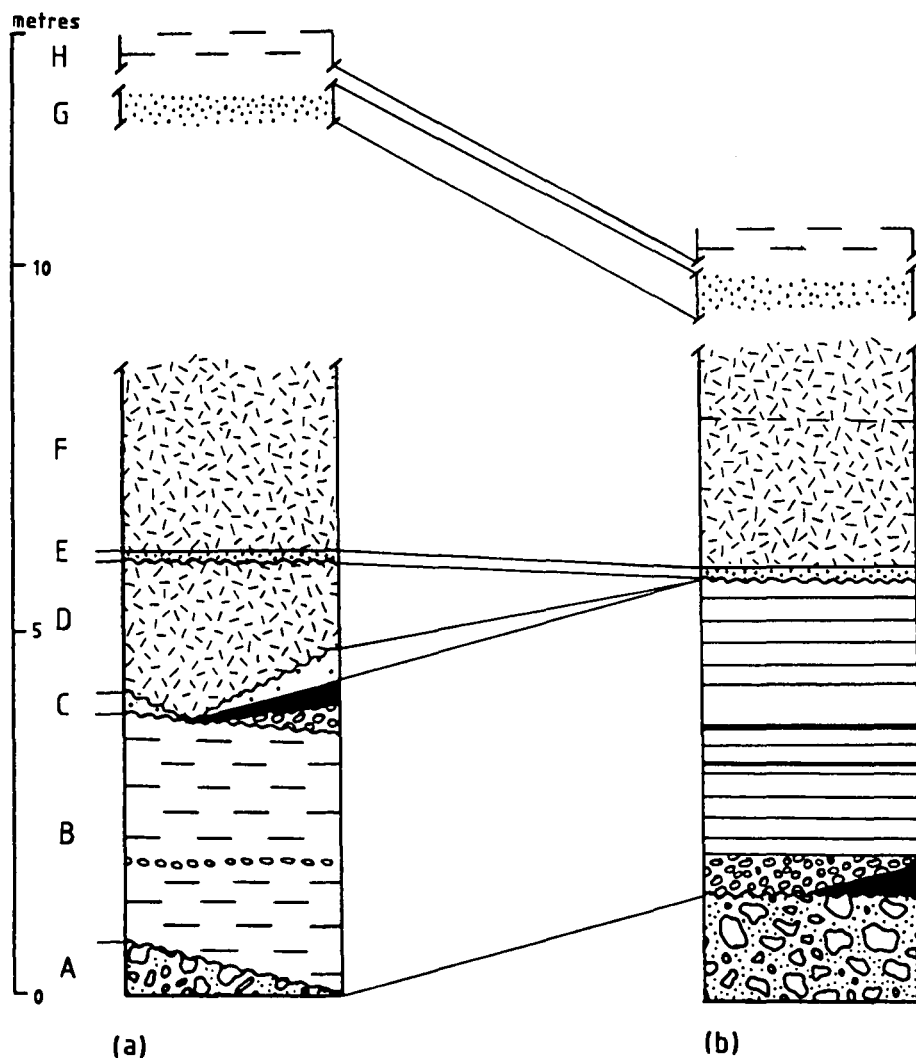


Fig. 11. Location and definition of units in (a) cross-section II, (b) cross-section I. A = pyroclastic flow deposit; B = epiclastic deposits; C = air fall deposit; D = reworked deposit I; E = pyroclastic surge deposit I; F = reworked deposits II; G = pyroclastic surge deposit II; H = lake deposit. For legend see also Fig. 2.

The deposit is characterized by subangular to subrounded clasts in an open framework, by extremely poor sorting as well as by the absence of grading, bedding and other fabric features.

Of special interest is a degassing pipe which penetrates the pyroclastic flow deposit nearby cross-section I (Fig. 10). Degassing structures, enriched in coarse lithics and depleted in fines, are due to fluidisation in pyroclastic flows (CAS & WRIGHT, 1988), and indicate the hot emplacement of the deposit.

The heavy mineral spectrum of this unit shows a remarkable dominance of olivine (> 70 grain %), followed by pyroxene, while the proportions of zircon, rutile, spinel, anatase, garnet and even hornblende are insignificant. However, olivine grains in the thin sections are not as common. This discrepancy seems curious, although it may be explained by the presence of olivine-rich ultramafic nodules (see section 2.2.).

3.2. Epiclastic and Reworked Deposits (Units B, D and F)

The sedimentary succession overlying the pyroclastic flow deposit consists of several beds of epiclastic and reworked material. They are exposed in the cliffs of the abandoned quarry near Belstein. Cross-section I (Fig. 4 and 11) shows the vertical sequence, which has been sampled according to obvious contacts, major uncon-

formities and characteristic changes within thicker beds.

Coarse, loose gravel containing epiclastic fragments, basaltic clasts and high amounts of quartz pebbles, overlies the tuff with a minimal dip towards southwest. The deposit forms a thin, discontinuous bed, though it may develop considerable thickness where it fills erosional channels. Local fine sediments show small crystallized wood remnants (<3 mm), vesicles and high white mica contents. Very well preserved fossil wood can also be found in a lenticular sandy bed at the same stratigraphic level.

The stratigraphically overlying beds A12, A11, A10, A9, A8, A7 and A6 are only slightly consolidated and show massive or planar bedding. Cross-bedding and grading (Fig. 12) are rare, although the variation of the grain size distribution is considerable (Tab. 4). Several sandy beds are interleaved with two thin fine-grained units (A8, A10). A few millimeters of muddy crusts at the base of A10 and A9 display shallow ripple structures which indicate a flow direction from northwest to southeast. Thin layers of coarser components (mainly mud balls and rounded epiclastic fragments of pyroclastic rock) mark the contacts A11/A12, A9/A10 and form a distinct horizon within A7.

The sandy and gravelly beds A6, A7, A9, A11 and A12 show a predominantly closed framework. The ratio of basaltic to lithic components (approximately 1 : 1) stays constant, and the clasts are subangular to sub-

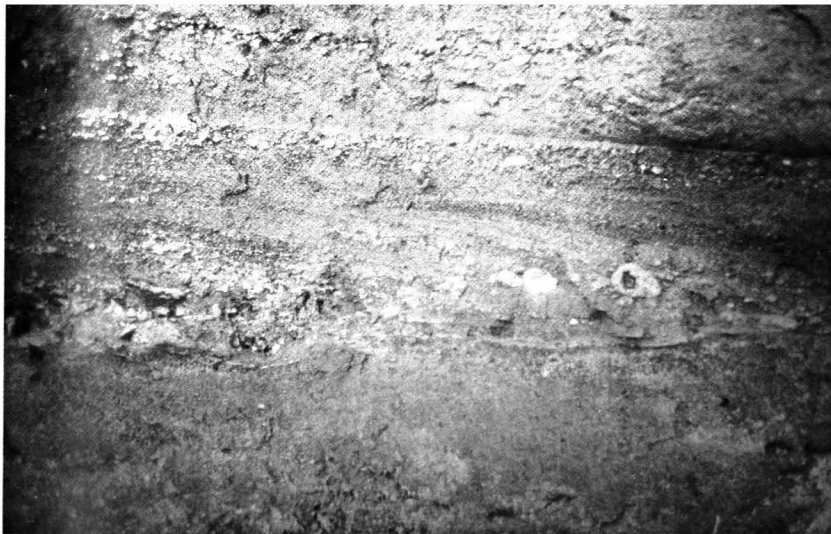


Fig. 12. Epiclastic and reworked material (unit B) overlying pyroclastic flow deposit (unit A).

rounded. Olivine grains are common and the existence of rounded tuff fragments in each of the deposits mentioned above (including A5) proves their epiclastic origin.

Using a textural terminology for gravel-bearing detrital sediments (FAOLK, 1980) these deposits can be termed sands and sandy gravels (Tab. 4).

The median diameter (INMAN, 1952) ranges from -0.35Φ in gravel, to 3.9Φ in muddy sand, and shows a random distribution through the vertical sequence, as does the INMAN parameter for sorting (Tab. 5). Considering the influence of hydraulic particle sorting (CAS & WRIGHT, 1988), which is enhanced by the broad range of density in volcanoclastic material, the deposits may be described as moderately to well sorted, although the values for sigma(Φ) are relatively high (0.7 to 1.95; Tab. 5).

The stratigraphically highest bed of the lower sedimentary unit, A5, shows quite different features, though the transition from A6H upwards to A5 is gradual. The material is consolidated enough to make a sieving analysis impossible but may—with the help of visual comparison diagrams—be termed poorly to moderately sorted, sandy gravel. Poorly rounded components form a closed framework lacking obvious structural features. The absence of abundant fine matrix gives rise to irregular vesicles of significant size. The

main components are lithic clasts (quartz, feldspars) and basaltic fragments.

The heavy mineral spectrum indicates a distinct dominance of olivine, followed by basaltic hornblende and clinopyroxene. Garnet is common. Orthopyroxene, spinel, rutile and zircon may occur, but do not exceed 2 grain percent each (Tab. 1 and 2.).

Several units of the sequence described in cross-section II exhibit different features. A partially exposed set of beds overlies the pyroclastic flow deposit. The volcanoclastic material with high proportions of clastic lithics and white mica crystals is thought to represent sediments deposited in a pond or lake. The overlying remnants of an air fall deposit with bomb sag structures, accretionary lapilli and normal grading is obscured by numerous minor unconformities. A lahar or debris flow deposit, that follows upwardly, unconformably filled an erosionally formed trough, and the bed is inclined towards the west (Fig. 2). Due to poor exposure, the lateral relationship of these units, along with their stratigraphic equivalents in cross-section I, is not thoroughly understood.

The three meter thick upper volcanoclastic unit in cross-section I overlies a prominent unconformity, (Fig. 2, 4 and 11) which is outlined by a thin layer of the pyroclastic surge deposit A4 (see section 3.3.). Different textural features, a sudden change from horizon-

sample Nr.	gravel > 2 mm	sand 2 - 0.063 mm	mud < 0.063 mm	class
*	wt. %	wt. %	wt. %	*
A2	4.8	91.1	4.1	(g)S
A4	13.2	44.1	42.3	gM
A6H	0.3	97.1	2.2	S
A6L	0.0	98.9	1.1	S
A7	33.8	62.9	3.3	sG
A8	0.0	64.3	35.7	mS
A9H	9.7	81.1	9.2	gmS
A9L	17.9	78.7	3.4	gS
A10	3.6	86.7	9.7	(g)S
A11	34.9	62.0	3.1	sG
A12/4	1.6	91.1	7.3	(g)mS
A12/3	22.2	76.2	1.2	gS
A12/2	20.4	77.3	2.3	gS
A12/1	10.6	87.2	2.2	gS
A13	0.0	54.9	45.1	mS

Table 4. Classification of unconsolidated epiclastic sediments with respect to a textural terminology for detrital sediments (after FOLK, 1980). sG = sandy gravel; gS = gravelly sand; gM = gravelly muddy sand; gmS = gravelly muddy sand; (g)S = slightly gravelly sand; (g)mS = slightly gravelly muddy sand; S = sand; mS = muddy sand.

sample	Md (phi)	Sigma (phi)
A2	0.3	0.9
A4	3.4	3.1
A6H	1.4	1.8
A6L	1.7	0.7
A7	-0.1	1.9
A8	3.7	1.0
A9H	2.4	2.0
A9L	0.8	1.9
A10	2.5	1.1
A11	-0.4	1.6
A12/4	2.0	1.0
A12/3	0.3	1.5
A12/2	1.0	1.8
A12/1	1.7	1.5
A13	3.9	0.9

Table 5. Grainsize parameters of median diameter and sorting for unconsolidated epiclastic sediments, derived graphically from cumulative curves.

tal bedding to an inclination of 35° and a distinct pyroxene peak in the heavy mineral spectrum indicate a sudden change of the depositional conditions (see section 3.3.).

Differences in grain size and color mark the contact between A4 and A3. The basal part of A3 contains lumps of fine light colored material of the underlying bed which must have been incorporated during the rapid deposition of the upper unit (see section 4.5.). Lithic and cryptocrystalline basaltic clasts (subangular to rounded) and a fine grayish matrix are densely packed in the open framework of the basal layers (A3). The sequence changes gradually upwardly, showing closed framework and high vesicularity. The matrix only encrusts the subrounded lithic and volcanic clasts, and diffuse stratification may interrupt the massive and disorganized texture (A2).

The coarse basal layer of the uppermost bed (A1) is steeply inclined (50° degrees) towards south-southwest. Subangular to rounded components (lithic and basaltic clasts) are imbedded in a cryptocrystalline matrix in an open framework. Vesicles are less common than in A2, although they are present.

Due to the high degree of consolidation, a sieving analysis was not possible. Based on visual estimation using comparison diagrams, the deposit may be described as poorly sorted. Clasts can be larger than 10 cm in diameter, but the average size is much below that.

The heavy mineral spectrum shows a drastic decrease of olivine in A1. Hornblende proportions often exceed 20 grain percent for this sequence; the contents of pyroxene, garnet and others (zircon, rutile, zoisit) vary.

A stratigraphically equivalent unit in cross-section II (Fig. 4 and 11) is thicker and shows some different features. Horizontal bedding seems to be absent, and the deposit is massive and strongly consolidated. Lithic and volcanic clasts (sub-angular) and a yellowish matrix are organized in an open framework. Clasts may be 10 cm in diameter and more.

Randomly distributed areas that are depleted in fines, or conversely, in coarse lithics, are characteristic for this sequence (A20, A21, A22, A23). They resemble irregular veins or diffuse streaks, and neither their spatial relationship nor their origin is understood.

The heavy mineral spectrum correlates positively with its lateral equivalent in cross-section I showing hornblende proportions that exceed 20 grain percent (Tab. 1 and 2.).

3.3. Pyroclastic Surge Deposits I, II (Units E and G)

3.3.1. Unit E

A steeply inclined layer of a yellowish fine-grained surge deposit (A4) marks a distinct discontinuity. The



Fig. 13. Pyroclastic surge deposit I (unit E), unconformably overlying the epiclastic and reworked material (unit B).

deposit shows a thickness of 2–5 cm that may increase in depositional lows. It disconformably overlies the epiclastic and reworked material (Fig. 11 and 13) and is conformably overlain by a reworked (lahar) deposit A3 (see section 3.2.). The densely packed and consolidated material of this surge deposit contains abundant angular lithic clasts (quartz, feldspars), sub-spherical juvenile basaltic components and matrix, all organized in an open framework. Juvenile clasts generally have a cryptocrystalline ground mass, but may also consist of brownish basaltic glass. The similarity of the phenocrysts (pyroxene, olivine) and the fact, that some single clasts contain glassy and cryptocrystalline groundmass, suggest an origin from the same magma batch (see section 2.3.2.). The microcrystalline matrix is slightly devitrified, though its glassy texture is locally preserved.

Pyroxene, amounting to 40 grain percent of the heavy mineral fraction (median out of 6 samples), is one of the dominant heavy mineral phases. The proportion of olivine (44 grain %) is low compared to values of the stratigraphically lower units, while amounts of hornblende (9 grain %) are not exceptional. The presence of garnet, with 6.1 grain percent, may indicate that the vent-forming explosion cut into a sedimentary layer rich in garnet. Proportions of rutile, zircon and spinel are insignificant (Tab. 1 and 2).

3.3.2. Unit G

This sequence of pyroclastic surge deposits is the only unit that can be traced laterally over longer distances. It is exposed at the top of the quarry cliffs, and along the flanks of the hill. The succession represents the ancient crater rim and the individual beds are steeply inclined towards the center of this crater (see section 1.4. and Fig. 5). The contact with lower sequences is not exposed.

Six samples have been taken: S10 to the south of the quarry cliffs, S9 and S8 nearby the two cross-sections, S7, S6 and S5 along the lateral extension of the unit, where the strike gradually turns from an east-west direction to north-south (Fig. 5).

The deposits show distinct syn-depositional structures. Low-angle-cross-stratification is well developed

in S6, S8, S9 and S10 (Fig. 14). Few impact structures are exposed, where the ballistic ejecta are generally weathered out. The grain size varies widely between individual layers. Thin fine-grained (ash) beds are as common as beds containing coarse lapilli, indicating varying strength of the eruption pulses that gave rise to the deposits. Although sorting is generally poor, some coarse layers may be strongly depleted in fines (S10). Closed framework and numerous irregular air spaces are occasionally observed in lapilli-dominated beds (S10), while layers with an abundant ash-size fraction show a densely packed organization of clasts and matrix in an open framework.

Dense basaltic components are generally larger and better rounded (subrounded) than the lithics. Lithics are of angular to subangular pieces of broken quartz pebbles, feldspars, metamorphic and clastic lithic rocks. The ratio of basaltic versus lithic clasts may differ between individual layers, though commonly basaltic clasts are dominant in coarse and fines-depleted lapilli beds. Of special interest is the occurrence of accretionary and armored lapilli, which are accretions of ash-size particles around a water droplet or a solid particle (S6, S8, S9, S10). They indicate a wet depositional environment. Due to alteration processes, such as devitrification, the small, rounded aggregates may appear diffuse but are readily distinguishable in thin sections (Fig. 8).

The originally glassy ash matrix has undergone extensive alteration in most deposits and shows a cryptocrystalline texture. The alteration processes, however, have not affected the thin, densely packed fine-grained layers in unit S10, where the remnants of matrix is isotropic and seems to represent the original vitric ash shards.

For samples S5, S6, S8, S9, and S10, the heavy mineral analysis shows a consistent pattern (Tab. 1 and 2): Pyroxene (33.3–56.5 grain %) dominates over olivine (18.8–38.5 grain %) and hornblende (15.0–32.3 grain %). Garnet, spinel and rutile occur in insignificant amounts. Sample A7, containing 59.6 grain percent olivine, 21.0 grain percent hornblende and minor amounts of other minerals, does not correlate with that pattern, and the absence of accretionary and armored lapilli may indicate a genetically different origin (see section 5.3.).

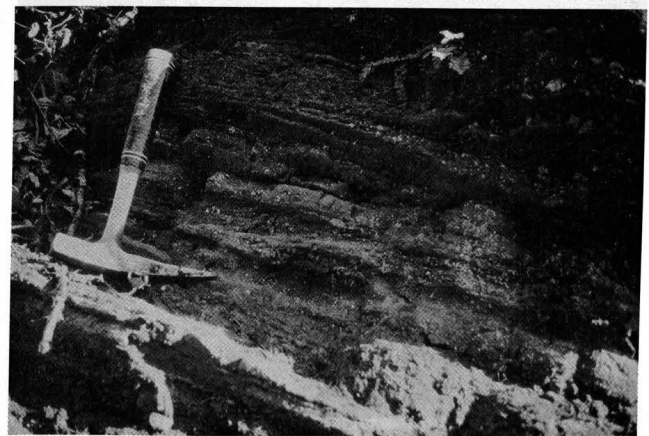
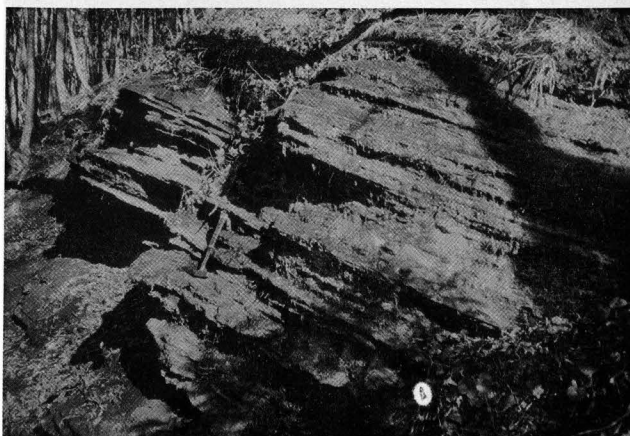


Fig. 14.
a) Low-angle-cross-stratification in pyroclastic surge deposit II (unit G).
b) Close-up.

3.4. Air Fall Deposit (Unit C)

Samples A30 and A31 (cross-section II; Fig. 4) are thought to represent the remnants of an air fall deposit. Normal grading of the predominantly sand-sized components is a characteristic that distinguishes this unit clearly from the remaining deposits. Basaltic bombs and impact structures mark a distinct horizon within the deposit. Accretionary and armored lapilli indicate a wet depositional environment.

3.5. Lake Deposit (Unit H)

A sequence of thin beds forms the uppermost unit of the volcanoclastic succession. The material is slightly consolidated. Fine-grained layers of clay minerals are interleaved by coarser beds containing basaltic clasts. The occurrence of basaltic bombs and impact structures within the coarser layers indicate their pyroclastic origin (Fig. 15 (a)). A paleo-mud-boil, that penetrates the sequence (Fig. 15 (b)), and the generally strong alteration of the basaltic material results from hydrothermal activity during and after the time of deposition.

4. Sequence of Events and Discussion of Depositional and Physical Processes

The following discussion is based on observations made and data derived from the very confined area as described above. Eventual conclusions are not necessarily valid for all nearby basaltic volcanoclastic deposits, and this constraint should be kept in mind. However, the physical and depositional processes involved are anticipated to remain within a small range of variations, if one considers the general similarities of the country rock, ancient environments and features of the deposits. Consequently, the presented model may very well be representative for the main mechanisms that led to the deposition of volcanoclastic deposits throughout this area.

The succession exposed at the quarry cliffs and described in two cross-sections and several nearby out-

crops indicate hydrovolcanic activity, that produced a variety of volcanoclastic material. Hydroclastic eruptions result from the interaction of magma and external water. Water sources may be superficial (lake, sea, river) or groundwater reservoirs. The sediments of the Tertiary Basin, however, have high groundwater capacities (EBNER et al., 1985), and several aquifers may have provided abundant water for an explosive interaction with magma. The ascending magma directly contacted groundwater, and the resulting eruption produced juvenile, cognate and accidental ejecta (CAS & WRIGHT, 1988; FISHER & SCHMINCKE, 1984). According to the international nomenclature, eruption styles showing these features are also termed phreatomagmatic. In regard to the geometry of the deposits, the quarry cliff is thought to expose one section of the inner crater. The geometry of the individual deposits and their spatial relationships with each other subdivide the sequence into the previously described units (Fig. 11), which are discussed in the following sections according to the sequence of volcanic events (Tab. 6).

4.1. Pyroclastic Flow Deposit (Unit A)

The pyroclastic flow deposit (unit A) and the overlying volcanoclastic sediments (B, C, D; compare Fig. 2, 4 and 11) are thought to represent material from a provenance, which is not included in this study. Regarding the low relief of volcanoes in basaltic volcanic fields, the generally limited volume of pyroclastic flows in such an environment and the relative thickness of the present pyroclastic flow deposit, the source of the material is thought to be located nearby. If the fine-grained layered sediments at Burgfeld, a few kilometers to the northwest of Beistein, represent the late lake deposit of a maar crater, the origin of the sequence studied may be explained by earlier volcanic activity and subsequent erosional processes at this nearby eruptive center. The low inclination of the beds towards the southeast is due to the low topographic slopes typical for maars and tuff rings.

Based on its descriptive features such as abundance of matrix, non-vesicular to slightly inflated juvenile fragments, extremely poor sorting and lack of fabric structures, the basal unit may be classified as a block-



Fig. 15.
Lake deposit (unit H).
a) Bomb sag structure.
b) Paleo-mud-boil penetrating the deposit.

regional processes	local processes	resulting deposits
	end of lacustrine-fluvial sedimentation, high topographic relief	
Pliocene volcanism in basaltic volcano field	deposition of pyroclastic flow deposit derived from eruptive center to the NW	pyroclastic flow deposit
	deposition of volcanoclastic and clastic material, presumably derived from slopes of an eruptive center to the NW and nearby non-volcanic areas	epiclastic deposits (unit B)
	ash-fall due to volcanic activities nearby	air fall deposit (unit C)
	erosional processes in alluvial fan environment	local debris flow deposits (unit D)
	hydrovolcanic eruption due to interaction of magma and ground water	surge deposit (unit E)
	erosional processes in vent area (collapse of crater walls, lahars, etc.)	lahar deposits (unit F)
	hydrovolcanic eruption due to interaction of magma and ground water and/or crater lake water	surge deposits (unit G)
	end of volcanic activity, sedimentation of crater lake deposits, continuing heat flow and hydrothermal activity	lake deposit (unit H)
	erosional processes removing most of the edifice	

Table 6.
Schematic diagram: Sequence of events.
For further explanation see text (chapter 4.) and Fig. 16.

and ash-flow deposit (CAS & WRIGHT, 1988; FISHER & SCHMINCKE, 1984). The abundance of accidental clasts indicates the hydroclastic mechanisms that are characteristic for shallow phreatomagmatic eruptions.

CAS & WRIGHT (1988) mention the similarity of lahar deposits to nonwelded pyroclastic flow deposits. One major distinguishing criteria suggested by them is the occurrence of degassing features, which prove the hot emplacement of a pyroclastic flow, although gas-escape tubes have been described in hot lahar deposits also (ARGUDEN & RODOLFO, 1990). The degassing pipe, exposed near cross-section I in unit A, penetrated the deposit and propagated through to the bed surface during formation. Gas segregation structures are generally not longer than approximately 50 cm (CAS & WRIGHT, 1988). The structure at issue is seen over a length of 2 m, and may continue downwards where the deposit is not exposed. Its dimension suggests either an extensive external water source, that provided enough steam to elutriate the material thoroughly, or a long-lived internal gas source such as a fumarole. The absence of oxidation and alteration of the adjacent material, which commonly accompany fumarolic activity, favors the idea of steam derived from external water.

Poor sorting and the lack of fabric structures are usually attributed to high particle concentration rather than turbulence (CAS & WRIGHT, 1988). Intact, but slightly deformed and marginally altered mud lumps within the deposit may provide further evidence for laminar flow conditions in the body of the pyroclastic flow. This corresponds with the conclusions of several

studies on this subject (SPARKS, 1976; SPARKS et al., 1978; SHERIDAN, 1979). Because fragile clasts such as aggregates of coarse olivine grains are most likely to break during secondary depositional processes, the presence of large ultramafic nodules in unit A might be another indicator for its pyroclastic origin.

The occurrence of ultramafic nodules (Fig. 9) in the deposit is not restricted to this specific unit, but is typical for many volcanoclastic deposits of the volcanic field. Xenoliths of the composition found in this unit (see section 1.3.), are apparently of mantle origin and characteristic for alkali- and nepheline-basalts, particularly the very silica-poor varieties. HESS (1989) points out that magmas, capable of carrying large mantle fragments to the earth's surface, must have been derived directly from the mantle without undergoing near-surface crystal fractionation. Nodules of the size found in this unit also seem to imply a fast ascent of the low-viscosity basaltic melt, fast enough to prevent gravitational removal of the heavy clasts. At subliquidus temperatures though, the presence of rigid crystals impedes the flow of the magma, and therefore, may increase the apparent viscosity significantly. The crystal-liquid-suspension loses the viscometric properties of a Newtonian liquid. According to calculations, the corresponding yield strengths in partially crystallized basalts may be large enough that big xenoliths remain suspended in the magma. Experiments have shown that the apparent viscosity of a suspension decreases once flow is initiated (HESS, 1989). In regard to additional information, such as the absence of alteration affecting the various xenoliths, it may be safely as-

sumed that the melt ascended with considerable speed and that a possible increase of viscosity was not significant.

4.2. Epiclastic deposits (Unit B)

The close relationship between sedimentary and pyroclastic deposits in volcanoclastic environments is an essential factor in facies modelling. Sedimentary successions characterize long-lived periods of volcanic quiescence, which are dominated by epiclastic processes. The lack of vegetation, a high relief, and the abundance of loose debris, enhance the influence of physical processes such as gravitational collapse and running water (rivers, rain water, melt water), which accelerate the erosion rate (FRANCIS, 1983; CAS & WRIGHT, 1988).

Erosion, transport and sedimentation of volcanic rock or tuff produce epiclastic fragments, which form new sedimentary deposits. Reworking and remobilization of loose, unconsolidated pyroclastic debris give rise to deposits that can barely be distinguished from the original deposit, if at all (FISHER & SCHMINCKE, 1984).

VESSELL & DAVIES (1981) documented the close temporal relationship between volcanic and epiclastic processes in the Guatemalan chain. They mention the characteristic fan-building phase following an eruptive phase and divide nonmarine volcanic deposits from active, flow producing volcanoes into the following four facies:

- 1) The vent facies consists of interbedded lavas, fallout tephra and breccias caused by erosion on steep flanks.
- 2) Proximal and
- 3) medial facies (near-source-facies, FISHER & SCHMINCKE, 1984) show pyroclastic flow breccias, eroded debris and fallout tephra as valley fills, grading into alluvial fans (debris flows, tephra and fluvial debris) at the base of the volcano.
- 4) The distal facies (intermediate-source-facies, FISHER & SCHMINCKE, 1984) consists of fluvial deposits interbedded with tephra layers.

Similar conditions may have been of importance in the depositional history of the Beistein succession, and according to the descriptive features of the deposits (see section 3.2.), the lower sedimentary unit in cross-section I is thought to represent alluvial fan deposits.

The coarse gravel filling erosional channels and the sandy layers, that show parallel bedding and rare planar cross-bedding, are characteristic for mid-fan areas. Sandy and silty sediments with parallel bedding, low-angle planar cross-bedding and rare ripple-bedding are common in sheet flood deposits of the distal facies (REINECK & SINGH, 1980). The flow direction shown by ripple structures within these layers (see section 3.2.) indicates, that the material has been derived from the eruption center at Burgfeld and deposited on top of the previously emplaced pyroclastic flow deposit (see Fig. 16). Thin layers of gravel and the occurrence of armored mud balls, such as seen within the sediments (see section 3.2.), have also been described in non-volcanic alluvial fan deposits. Volcanoclastic deposits are frequently poorly sorted and may show modified textures according to the variation in density of their

clasts (see section 3.2.). Therefore, the epiclastic succession as described in section 3.2. (A13–A5) may represent deposits emplaced in an alluvial fan environment. Generally, low slopes of the proposed maar environment will modify the depositional conditions, and hence can explain the dominance of mid-fan and distal fan facies. Of course, the prevailing facies association may simply reflect the topographic position of the outcrop with respect to the source.

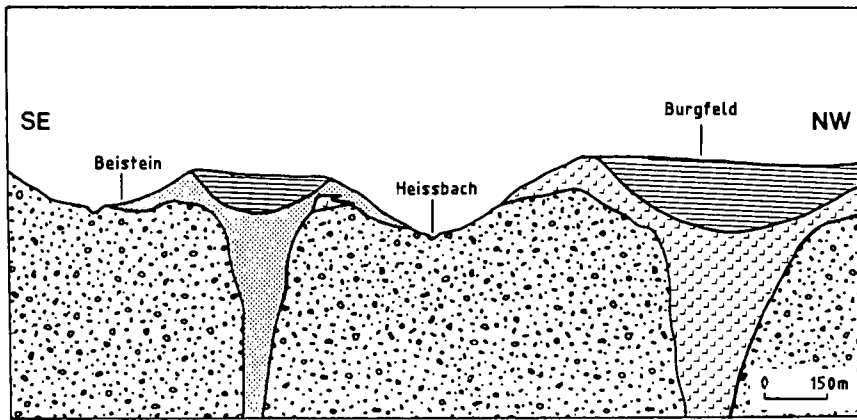
Based on studies of the specific processes, SMITH (1986) proposed the term "hyperconcentrated flood flow" for describing depositional conditions intermediate between debris flow and stream flow. Clast support, horizontal stratification, lack of cross-stratification in sandy deposits and poor sorting, which are features characteristic for hyperconcentrated flood flow deposits, are due to high discharge rates common on arid alluvial fans. Because of much larger volumes of easily eroded pyroclastic debris and unvegetated slopes in volcanic regions, these deposits are not only most common, but have greater preservation potential, show greater lateral variability and are more voluminous (SMITH, 1986). Characteristic lack of cross-stratification and poor sorting in the sequence at issue may indicate that hyperconcentrated flood flows were a significant factor in the emplacement of the deposit. The question remains whether or not high rates of precipitation, a general climatic characteristic of periods preceding ice-ages, and the abundance of loose debris are enough to compensate for the lack of high slopes.





The epiclastic lake sediments overlying the pyroclastic flow deposit in cross-section II must have been deposited within the same time interval as unit B (A5 to A13) in cross-section I. Abrupt changes of depositional conditions within such close spatial spacing may occur in volcanic environments but, the exact lateral relationship is not understood.

The abundance of lithic components in the channel-filling, coarse gravel in cross-section I, and in several other layers, is not sufficiently explained by sorting phenomena of lithic-rich volcanoclastics. One plausible explanation is for a nearby non-volcanic hinterland to provide clastic material to the transition zone of the distal fan. In this case, the surrounding Tertiary sediments must have had a considerable relief at the time of volcanic activity. This is also indicated by the occurrence of post-basaltic pebbles at relatively high elevations (see section 1.3. and Fig. 3).

4.3. Air Fall Deposit and Reworked Deposit I (Units C and D)

The only air fall deposit seen in the outcrop is a remnant (unit C, see Fig. 2 and Fig. 11). Erosionally truncated and obscured by numerous small discontinuities, it appears to lie stratigraphically below surge deposit I, unit E, and above the pyroclastic flow deposit, unit A. Therefore, it must be derived from another eruptive center. Bomb sag structures of significant size indicate that the source for this deposit was nearby and/or that the energy of the eruption must have been considerable. Accretionary and armored lapilli within the normally graded deposit show that steam explosions were also characteristic for adjacent eruption centers. A very fine-grained air fall deposit near Zinsberg contains big



-  Lake sediments
-  Volcaniclastics, source Beistein
-  Volcaniclastics, source Burgfeld
-  Tertiary sediments

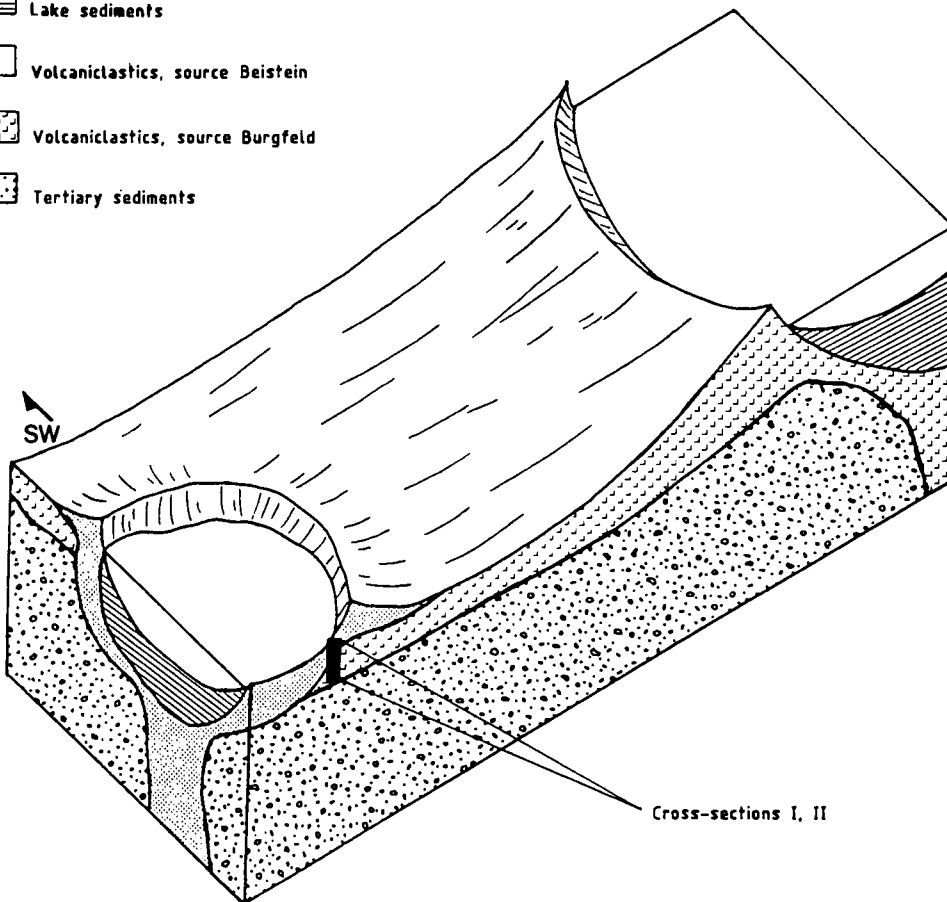


Fig. 16. Schematic model for the volcaniclastic succession near Beistein. a) Generalized cross-section showing present relief. b) Reconstruction of the assumed maar-environment at the time of volcanic activity.

accretionary lapilli, but its spatial relationship with respect to the Beistein sequence is not understood.

The overlying lahar deposit (unit D; Fig. 11) seen in cross-section II is also restricted in extension and volume. Small-scale erosional processes in the alluvial fan environment may have led to local deposition in channels.

4.4. Pyroclastic Surge Deposit I (Unit E)

Outlining a main unconformity (Fig. 2), unit E (layer A4; Fig. 11) provides evidence for a dramatic change of the depositional conditions. The steep inclination indicates a powerful volcanic eruption that cut into the nearly flat succession in cross-section I, and may have

approximately followed and steepened the pre-existing slope shown in cross-section II. A thin pyroclastic surge deposit (see section 3.3.1.) seems to be plastered against the slope. Similar deposition of pyroclastic surges has been reported from historic maar-eruptions (KIEBLE et al., 1980); evidence for energetic surges that travel up steep crater walls has also been found in ancient maar deposits (WOHLETTZ & SHERIDAN, 1983).

The occurrence of sideromelane shards, glassy matrix, slightly vesicular subspherical lapilli, and abundant accidental lithic clasts, is another major argument for a steam explosion, which is the main eruption mechanism leading to the formation of maar and tuff rings. The low vesicularity of the densely packed, consolidated tuff suggests hot emplacement by a dry base surge. Dry surges are deposited above condensation

temperature, and the super-heated steam is mostly lost prior to emplacement. Consequently, trapping of water droplets and the eventual formation of vesiculated tuff with high porosity is unlikely.

SHERIDAN & WOHLLETZ (1981) point out that eruptions leading to dry base surges imply moderate water/magma ratios (0.3 to 1.0), where superheating, energy transfer efficiency, magma fragmentation and eruptive energy are extremely high. Small clasts and the high proportion of ash-sized matrix of the deposit in question indicate a high degree of fragmentation. Superheating and efficient heat transfer leading to rapid cooling may have caused the formation of chilled sideromelane shards.

Several aquifers within the Tertiary successions may have provided abundant groundwater for an explosive interaction with ascending magma, which in turn gave rise to the crater deeply cut into the country rock. The lithic clasts, predominantly quartz grains and fragments of broken quartz pebbles, represent material from the underlying sediments. These have been penetrated by the ascending magma and ejected during the shallow explosions of the crater-forming phase (LORENZ, 1973, 1986). Quartz grains can even be seen within basaltic lapilli. The nephelinitic and olivine-basanitic composition of the magma (see section 1.2.) excludes the presence of modal quartz in the basalt, and the grains have been incorporated as xenoliths on the way upwards. The usual lack of reaction rims and alterations on quartz grains gives evidence for the fast ascent of the magma, leaving no time for the re-establishment of equilibrium conditions.

Typical maar-forming eruptions produce explosion breccias that are coarse-grained and chaotic, and contain a variety of angular fragments of broken country rock (WOHLLETZ & SHERIDAN, 1983; CAS & WRIGHT, 1988). These features are observed in the underlying bed A5, which is – in contrast to the remaining layers of unit B – strongly consolidated. The absence of an expected discontinuity and the gradual transition between A6H and A5, however, make an explosive origin of this deposit doubtful. Furthermore, unconsolidated surficial material may cause the absence or poor development of explosive breccias, as WOHLLETZ & SHERIDAN (1983) pointed out in their general study "Hydrovolcanic Explosions II". The high degree of consolidation may be due to high temperatures during the deposition of the overlying pyroclastic surge deposit.

Increased proportions of pyroxene in the heavy mineral spectrum confirm the hypothesis of an initial vent-forming explosive event. The renewed volcanic activity and the slightly modified mineralogical assemblage in the involved magma may be consequences of melting processes or changing conditions in the magma reservoir.

4.5. Reworked Deposits II (Unit F)

The event documented by the pyroclastic surge deposit (A4) and the underlying steeply inclined discontinuity changed the depositional conditions. The steep slopes of the inner crater walls enhance processes such as grain flow, particle creep and lahars associated with hyperconcentrated streamflows (CAS & WRIGHT, 1988; ARGUDEN & RODOLFO, 1990).

Grain flow and particle creep occur where cohesionless grains have enough gravitational potential to move downslope spontaneously, although on exposed slopes, rainfall, surface water, sheet flow and wind are at least periodic causes of movement. Initiated by oversteepening, common on steep inner crater walls, scree slopes will form and provide the physical conditions for the processes as mentioned above. The deposits are marked by steeply inclined and internally diffuse stratification (CAS & WRIGHT, 1988) such as that seen in layer A2. Gravitational collapse of crater walls and the subsequent development of scree slopes have been observed during and after several historic maar-eruptions (KIENLE et al., 1980; SELF et al., 1980; LORENZ, 1973, 1986).

Lahars or volcanic debris flows are commonly associated with stratovolcanoes and may deposit significant volumes of volcanic debris. Lahars of much smaller dimensions have been reported from phreatomagmatic eruptions (FISHER & SCHMINCKE, 1984). They are thought to result from collapse of crater walls or instability of water saturated debris on steep slopes and frequently accompany eruptions (FISHER & SCHMINCKE, 1984; CAS & WRIGHT, 1988). Water is a major lubricant in these flows, though the transport medium is cohesive mud, a non-Newtonian fluid with a yield strength. The high bulk density, and the therefore significant strength capable of supporting large clasts, influence the final depositional structures (CAS & WRIGHT, 1988). Lahars usually follow depressions, leaving thin deposits on steep slopes and thicker deposits on valley-bottoms. Commonly lahars overlie the depositional surface conformably, although, due to local turbulence or steepness of the slope, surface material may be incorporated (FISHER & SCHMINCKE, 1984). The occurrence of fine-grained, yellowish streaks (derived from A4) in the basal part of A3 and the steep inclination of this bed, strongly indicate that a lahar gave rise to this deposit. This conclusion is emphasized by its extremely poor sorting and characteristically subangular to subspherical clasts in an open framework, which correspond perfectly with the general features of lahar deposits (CAS & WRIGHT, 1988). Similar phenomena are found in A1 and many beds in cross-section II (A20, A21, A22, A23) which are thought to have the same origin. The thickness and the slightly different texture of the lahar deposit in cross-section II may reflect local differences of topographic position. Cross-section II seems to expose a local topographic low (channel, chute), cross-section I a topographic high, respectively. Unit F (Fig. 11) includes the deposits of both cross-sections that show those mutual features and have the same stratigraphical level.

Air spaces or vesicles in lahar deposits have been described and explained as trapped air bubbles by CRANDELL & WALDRON (1956) and CRANDELL (1971). The cavities seen in the lahar deposits at Beistein (A1, A3, A20, A21, A22, A23, A25, A27) are not spherical but irregular spaces where matrix is missing in between adjacent clasts. Hence, they are thought to have formed by draining away water after deposition.

CRANDELL (1971) points out a subtle grading of the coarse-grained dispersed phase, while ARGUDEN & RODOLFO (1990) state that inversely graded basal layers are common in hot lahar deposits but minor and neg-

lectable in cold ones. Of those deposits in question, only A1 shows a coarse basal layer which marks a contact. The randomly distributed streaks and veins (see section 3.2.) that are seen throughout the upper sequence of profile II show no specific pattern, and their origin is not understood.

4.6. Pyroclastic Surge Deposit II (Unit G)

The last volcanic event at this eruptive center is documented in the sequence of pyroclastic surge deposits (unit G, samples S5, S6, S8, S9, S10; Fig. 11) which describe the ancient crater rim (see Fig. 5). Sample S7 was originally thought to represent a pyroclastic surge deposit. Distinct differences of the heavy mineral spectrum and textural features as well as the lack of accretionary and armored lapilli make this assignment doubtful. The exact stratigraphic relation is not obvious, but the sample may belong to the underlying lahar deposits (unit F). This discrimination is confirmed by statistical analysis (see chapter 5.). The assumed thickness (>2 m) of the succession and the change of depositional structures indicate a multiphase eruption under varying conditions. In regard to the relatively consistent geochemical composition and the absence of paleo-soil, the succession is thought to be deposited within the course of one eruption.

Based on the spatial geometry of the bed, it is assumed that the eruption took place inside the pre-existing crater that was formed during the initial explosion. The surges moved uphill on the inner sides of the crater rim, which is thought to be a common mechanism in maar volcanism (FISHER & WATERS, 1970; KIENLE et al., 1980; WOHLLETZ & SHERIDAN, 1983). Most deposits show a very low-angle-cross-stratification, which is due to high initial velocities and turbulence (CAS & WRIGHT, 1988). WOHLLETZ & SHERIDAN (1974) state, that changing flow conditions, with respect to time and distance, cause a depositional sequence. The dominating low-angle-cross-stratified and interbedded massive beds, exposed at Beistein, are characteristic for near-vent sandwave facies corresponding to their spatial position.

The numerous, thinly bedded deposits, exhibiting subtle differences in their depositional features, may reflect a varying influx of magma and water into the mixing space (SHERIDAN & WOHLLETZ, 1981). This produces pulsating eruptions with oscillating explosive energy and, consequently, changing velocities of the resulting base surges. Oscillations in the intensity of explosions may also be caused by vaporization waves related to the explosive transition from superheated water into expanded vapor (BENNETT, 1972). Both mechanisms produce lateral blasts, which are due to the expansion of a superheated steam mixture that reaches low confining pressures at the surface (SHERIDAN & WOHLLETZ, 1981). Lateral blasts are common in hydrovolcanic eruptions and may explain the dominance of surge deposits and the scarcity of air fall deposits in the sequence. Rare air fall deposits may have been of small volume to begin with, and later rapidly eroded.

A newly formed crater lake may have supplied abundant water for a hydrovolcanic eruption with high water/magma ratios (>1, SHERIDAN & WOHLLETZ, 1981)

leading to a sequence of cool and wet surges. Magma fragmentation and eruptive energy on these conditions are relatively low explaining the coarser grain-sizes shown in unit G. Due to low superheating and heat transfer efficiency the ash is nearly saturated with water. Consequently trapped air or steam can not escape which, leads to moderate to high vesicularity, a characteristic feature of many layers of pyroclastic surge deposit I (unit G).

4.7. Maar Volcanism

Because of the numerous features indicating shallow phreatomagmatic explosions, lateral blasts are thought to be the main mechanisms for the emplacement of the pyroclastic surge deposits. In regard to the spatial distribution of exposed Tertiary sediments, the low rim formed by surge deposits describes a small crater, that was cut into the country rock below the general ground level (Fig. 16). The Tertiary sediments and the volcanicalstic deposits derived from the nearby eruption center at Burgfeld were penetrated by the initial explosion. Abundant accidental ejecta and the described geometry are characteristic for maar volcanoes. Maars occur frequently in monogenetic basaltic volcano fields. They are commonly formed in groups and related to underlying diatremes (LORENZ, 1973, 1986).

According to the depositional features of the surge deposits, the maar-forming eruption produced a hot, dry base surge that gave rise to the dense deposit A4. During a supposedly short time of quiescence, collapse of the inner crater walls, spalling and erosional processes formed a sequence of reworked material (A3 to A1, A23 to A20). Renewed influx of magma and larger volumes of external water triggered another eruption or eruption phase. Water was derived from an aquifer within the countryrock, or from a lake that may have formed in the crater. The source, however, must have provided abundant water to produce the thick sequence of predominantly wet surge deposits. Volcanic activity ceased soon afterwards, and the magma may have never reached the surface. Post-eruptive lake sediments (unit H; Fig. 11) were deposited in the crater. Volcaniclastic dominated layers and bomb sag structures (Fig. 15 (a)) give evidence for the proceeding volcanism nearby. A palaeo-mud-boil that penetrates the lake sediments (Fig. 15 (b)) indicates continuing high heat flow and hydrothermal activity (Tab. 6).

LORENZ (1973) points out that subsidence of the wall-rocks, due to critical pressure differences and size and shape of the eruption chamber, may lead to the formation of ring-fault systems. It is possible that subsidence did take place at the Beistein crater, and that the resulting unconformities are simply not exposed or covered by younger material. The relative smallness of the crater and the restricted number of volcanic events documented in the sequence, indicate a short-lived volcanic activity at this particular eruption center. It may have, therefore, never reached the state of major subsidence.

5. Statistical Processing

5.1. Methods and Procedures

Data for multivariate analysis methods are taken from both, the heavy mineral and the component

the interpretation derived from geological considerations.

When modelling the complete heavy mineral data set, all samples are included. The data derived from the component analysis cover only the pyroclastic flow deposit (A), the reworked deposit (F) and the surge deposit (G). Therefore units B and E are ignored when only component data or the combined set of heavy mineral and component analyses are examined.

The step-wise Multivariate Discriminant Analysis program and the results of Factor Analysis, both backed up by geological observations, make it possible to distinguish those variables that have the most significant impact on the variance. In some cases the results of analyses could be considerably improved in accuracy if a carefully limited set of variables was used.

The interpretations derived by the numerous statistical methods should be accompanied by theoretical and logical considerations. Results are meant to confirm, specify or falsify the previously established model rather than to produce new ideas.

All analyses were run on programmes of the SOLO statistics computer package (BMDP, Statistical Software Inc., 1988).

5.2. Underlying Structures in the Multivariate Data Set (Factor Analysis)

Based on field observations, an underlying structure within the data set is presumed to exist. The heavy mineral distribution shows distinct correlations between the two cross-sections (Fig. 17). Sharp peaks of minerals olivine and pyroxene mark the pyroclastic deposits. High amounts of olivine (exceeding 70 grain %) characterize unit A, the pyroclastic flow deposit. A sudden increase of pyroxene marks both surge deposits (units E and G). The differences of the heavy mineral spectra may indicate different sources.

Secondary erosional processes involve material with different origin. The heavy mineral data as well as other features (component analysis) are likely to lose their original characteristics due to mixing effects. Therefore

it is not surprising, that data of both epiclastic fluvial deposits (unit B and C) and reworked deposits (units D and F) are smeared and show no distinct trends, changes or peaks.

The component data (see section 2.2.) shows no obvious correlation between the corresponding units of the two cross-sections. This may be due to the nature of the distribution itself, although the restricted sample number may impede the detection of subtle underlying patterns.

5.2.1. Results based on Heavy Mineral Data

The results of a Factor Analysis (R-mode) on the data confirm the previous assumptions and reveal significant interrelationships. The heavy mineral data (Tab. 1) of 46 samples (units A, B, C, D, E, F and G in two cross-sections and along the ancient crater rim) were processed in Factor Analysis I.

The resulting correlation matrix shows a strong, negative correlation between the variables "olivine" and "pyroxene".

Almost 90 % of the total variances of variables "olivine", "pyroxene", "garnet" and "opaques" are taken into account by the four retained factors. The correlated variables "olivine", "pyroxene" and "weight percent" show high loadings in factor I, variables "hornblende", "garnet" and "opaques" each are dominant in the three remaining factors (Tab. 7).

In a second analysis (Factor Analysis II) the data were restricted (see section 5.1.) to the observations of units A, E, F and G (26 samples), and the significance of the variables within the three retained factors (explaining about 85 % of the total variance) was considerably increased. Variables "olivine" and "pyroxene" define factor III, "hornblende" factor II and "garnet" factor I (Tab. 8). More than 90 % of the variances of variables "olivine" and "pyroxene" and more than 88 % of the variance of variable "hornblende" are taken into account by the factors.

In regard to the given information, three dominating minerals (olivine, pyroxene, hornblende) seem to be very significant for the internal structure of the data set. The remaining variables lack important correlations

Variable	Factor I	Factor II	Factor III	Factor IV
OL	XX	-	-	-
HB	-	XXX	-	-
PY	XXX	-	-	-
GR	-	-	XXX	-
OT	-	-	-	-
OP	-	-	-	XXX
WT%HM	X	-	-	-

Table 7. Schematic factor matrix for Factor Analysis I (see Appendix C), showing the dominating variables for each rotated factor and the amount of variance that is taken into account.

OL = olivine; HB = hornblende; PY = pyroxene; GR = garnet; OT = others; OP = opaques; WT%HM = weight percent of heavy minerals per sample; XXX = > 80 % of variance; XX = > 70 % of variance; X = > 50 % of variance.

Variable	Factor I	Factor II	Factor III
OL	-	-	X
HB	-	XX	-
PY	-	-	XXX
GR	X	-	-
OT	-	-	-
OP	-	X	-
WT%HM	X	-	-

Table 8. Schematic factor matrix for Factor Analysis II (see Appendix C), showing dominating variables for each rotated factor and the amount of variance that is taken into account.

For legend see Tab. 7.

as well as genetic indications and may be eliminated from further statistical procedures.

5.2.2. Results Based on Heavy Mineral and Component Data

In Factor Analysis III, five factors were retained by processing the combined component analysis data (see section 3.3.; Tab. 3) of 28 consolidated samples and their corresponding heavy mineral data (Tab. 1, 2). The elimination of the observations of inconsistent beds (units B, C and D) increases the amount of variance of the significant variables taken into account by the factors. Due to the restricted component analysis data (see section 5.1.), only the observations of units A, F and G (20 samples) are processed in this analysis.

The factors group the variables according to their interrelationships. More than 90 % of the variances of the variables "olivine", "pyroxene", "hornblende", "matrix", "cryptocrystalline basalt clasts", "vitric basalt clasts" and more than 89 % of the variance of the variable "accretionary lapilli" is represented by the factors. These seven variables dominate factors I, II, IV and V, and they are thought to be most significant for the underlying structure of the data matrix. Factor III shows high loadings of the two slightly correlating variables "quartz/feldspar" and "volcanic lithics" (Tab. 9).

The number of factors retained and other differences between the results of the four analyses are due to the number of observations involved in the procedure. Changes concern only insignificant variables, while the dominating structures remain unaffected.

5.2.3. Interpretation

In regard to the information derived from the sequence of Factor Analyses and from field observations, the following interpretive statements may be made:

- Variables "olivine" and "pyroxene" show a strong, negative correlation. The petrographically explained original interrelation may be amplified by induced correlation. However, a negative correlation between the abundance of olivine and pyroxene must reflect the crystallization processes of the two minerals, both containing considerable amounts of magnesium. Changes in the relative abundance of the minerals may also result from fractionation processes or differences of the magma source.
- The variable "hornblende" has only a slight correlation to the two dominating minerals (Fig. 18), but may be a separate element in the structure of the data matrix.

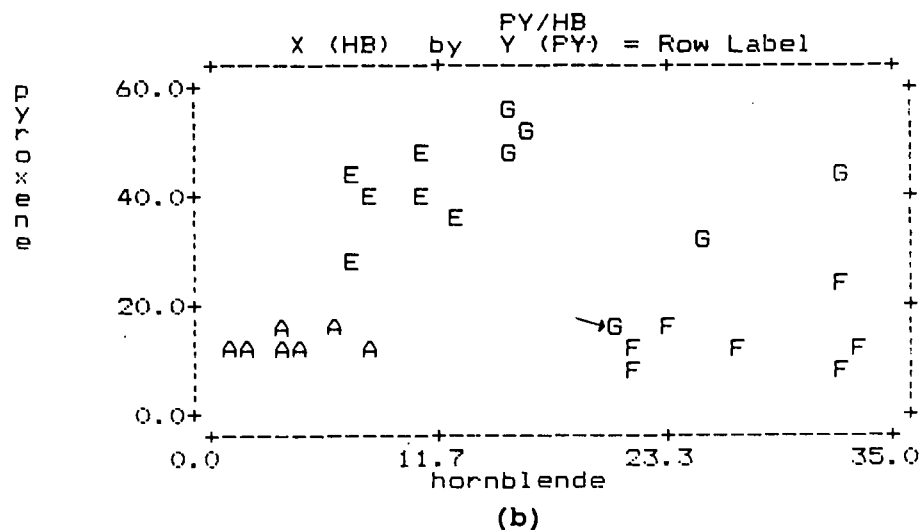
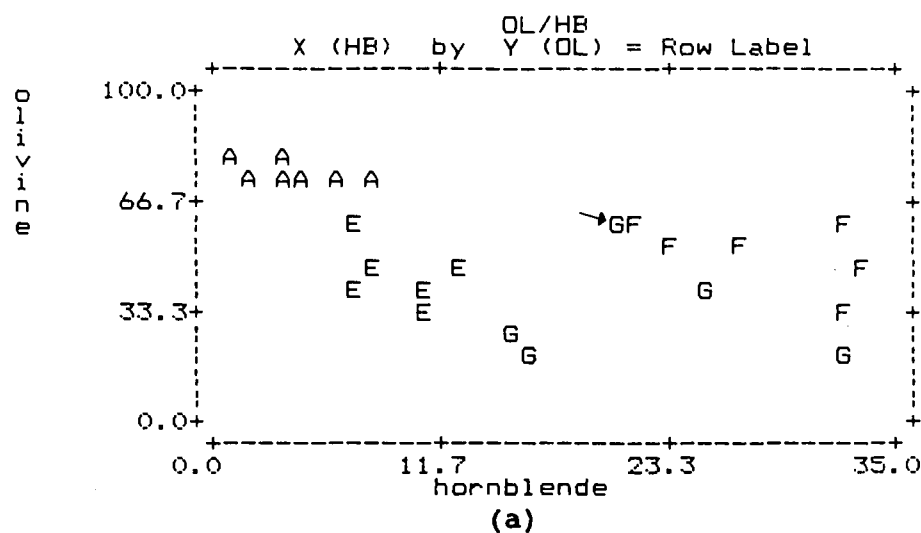


Fig. 18. Scatter plots.
a) Hornblende grain % versus olivine grain %.
b) Hornblende grain % versus pyroxene grain %.
Symbols refer to original classification (see Tab. 10): A = unit A, E = unit E, F = unit F, G = unit G.
Sample S7 (marked by arrow), which was originally classified as surge deposit (unit G) but corrected and assigned to unit F (see section 5.3.1), clusters clearly with remaining samples of unit F. Samples with numerically close data values are represented with a single symbol (plot (a): samples A3 and A20, unit F; samples S9 and S10, unit G).

Var.	Factor I	Factor II	Factor III	Factor IV	Factor V
OL	X	-	-	-	-
HB	-	-	-	XX	-
PY	XXX	-	-	-	-
GR	-	-	-	-	-
OT	-	-	-	-	-
OP	-	-	-	X	-
WT&HM	-	-	-	-	-
MAT	-	XX	-	-	-
CRY	-	XXX	-	-	-
VIT	-	-	-	-	XXX
QU	-	-	X	-	-
CLL	-	-	-	-	-
VOL	-	-	XX	-	-
CR	-	-	-	X	-
ACC	XX	-	-	-	-
VES	-	XX	-	-	-

Table 9. Schematic factor matrix for Factor Analysis IV (see Appendix C), showing dominant variables for each rotated factor and the amount of variance that is taken into account.

MAT = matrix; CRY = cryptocrystalline basalt clasts; VIT = vitric basalt clasts; QU = quartz and feldspar; CLL = clastic lithics; VOL = volcanic lithics; CR = crystals; ACC = accretionary and armored lapilli; VES = vesicles.

For legend see also Tab. 7.

- The variables "garnet" and "others" (see section 2.1., Tab. 1 and 2) show no relation to obvious changes and events.
- The expected negative correlation of variable "matrix" to variables "cryptocrystalline basalt clasts" and "vesicles" is partially induced by the closed system (see section 5.1.); still, these variables are used as descriptive factors in further procedures. Local high vesicularity of a few samples is thought to be due to physical processes too specific to be useful for a statistical classification.
- Variables "volcanic lithics" and "clastic lithics" (see section 2.3. and Tab. 3) have an unproportionally large influence on the variance. This is induced by small values (0-3 counts per thin-section) and a frequent absence of those parameters.
- Variables "quartz/feldspar" and "volcanic lithics" dominate one factor, and although their total variances are not significantly represented in the sum of the factors (communalities), the abundance of quartz and feldspar may be an additional element in the structure of the data matrix. Due to possible overweighting in the analysis, variable "volcanic lithics" may influence the results critically and is, therefore, not included in further procedures.
- The strong, positive correlation between variables "pyroxene" and "accretionary lapilli" is the only significant interrelationship between heavy mineral data, which represent the mineralogical aspect, and component analysis data, which are thought to reflect physical processes during the eruption and the deposition of the material. The correlation is due to the fact that most of the material characterized by

high amounts of pyroxene was deposited by wet pyroclastic surges which are likely to contain accretionary lapilli.

- Variables "olivine", "pyroxene", "hornblende", "matrix", "cryptocrystalline basalt clasts", "vitric basalt clasts", "quartz/feldspar" and "accretionary lapilli" are significant for the underlying structure of the data set and are used in further statistical procedures.
- The remaining variables may show inconsistent distribution patterns, which are not significantly related to stratigraphy and genetic processes. The related patterns may obscure the general structure under study and are, therefore, ignored in some of the consequent statistical procedures.

5.3. Discrimination and Classification

According to the stratigraphy and other field observations the samples have been classified prior to any statistical procedures (Tab. 10). Multivariate Discriminant Analysis is applied to test the significance of the deliberate classification as well as to assign samples of doubtful affiliation to one of the established groups (see section 5.1.).

The step-wise program (MDA) tends to eliminate the variable "olivine" because its variance is largely taken into account by the variable "pyroxene", to which it has a strong negative correlation. By reducing the heavy mineral variables to the three mineralogically most significant minerals (olivine, pyroxene and

S. No.	unit	S. No.	unit	S. No.	unit
A1*	F	A20	F	A14F	A
A2	F	A21	F		
A3*	F	A22	F	A4A*	E
A5	B	A23	F	A4B*	E
A6H*	B	A25	D	A4C*	E
A6L	B	A27	D	A4D	E
A7	B	A26	C	A4E	E
A8	B	A29	B	A4F	E
A9H*	B	A30	C		
A9L	B	A31	C	S5	G
A10*	B			S6	G
A11	B	A14A	A	S7	G
A12/4	B	A14B*	A	S7 (corr.)	F
A12/3*	B	A14C*	A	S8*	G
A12/2	B	A14C1	A	S9*	G
A12/1	B	A14D	A	S10*	G
A13	B	A14E	A		

Table 10. Original sample classification based on stratigraphy and field observations.

* marks samples defining the original groups (dependent variables) for Multivariate Discriminant Analysis (see section 5.1.). Classification of sample S7 has been corrected from unit G to unit F.

Analysis	F-value based on Wilk's Lambda	critical F-value	degrees of freedom
Analysis 1	159.00	2.20	8, 80
Analysis 2	97.35	3.28	6, 21
Analysis 3	43.06	3.83	4, 44
Analysis 4	10.53	3.47	6, 30
Analysis 5	13.02	3.09	10, 26
Analysis 6	-	-	-
Analysis 7	145.76	3.47	6, 30
Analysis 8	34.65	3.47	6, 30
Analysis 9	34.87	4.89	4, 15

Table 11. Statistical tests on the significance of the separation of the groups and their relationship to the discriminant functions. The results are significant if the F-value based on the distribution of Wilk's Lambda is larger than the critical F-value for i, j degrees of freedom. Level of significance is 1 %. The optimal Wilk's Lambda of 0.0000 in analysis 6 can not be transformed into the corresponding F-value (JOHNSON & WICHERN, 1988); but the original value of 0.0000 indicates high significance.

hornblende), it is possible to force the preferred variables into the process of establishing the discriminant function.

5.3.1. Results Based on Heavy Mineral Data

Analysis 1

Data of 46 samples were processed using a Multivariate Discriminant Analysis program, and the classification scheme described earlier was used for the dependent variable. The distribution of Wilk's Lambda

confirms the significance of the results on a level of 1 % (Tab. 11; for references see DAVIS, 1986, and JOHNSON & WICHERN, 1988). The variables "pyroxene" and "hornblende" (in order) were chosen for the formation of the discriminant functions. Lack of internal classification errors, significant separation of cluster means and high probabilities in the predicted classification (Tab. 12) indicate good predictability.

In regard to the original classification, based on field observations, several samples had been misclassified (A7, A8, A24, A29, A14E, A4D, S5 and S6; see Tab. 12). Most of these samples show some affinity to

S.No.	Act	Pre	P (1)	P (2)	P (3)	P (4)	P (5)
A1	4	4	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000
A2		4	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000
A3	4	4	0.000	0.003	0.000	0.997	0.000
A5		2	0.023	0.977	0.000	0.000	0.000
A6H	2	2	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000
A6L		2	0.000	0.908	0.000	0.092	0.000
A7		4	0.000	0.071	0.000	0.929	0.000
A8		4	0.000	0.336	0.000	0.664	0.000
A9H	2	2	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000
A9L		2	0.000	0.997	0.000	0.003	0.000
A10	2	2	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000
A11		2	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000
A12/4		2	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000
A12/3	2	2	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000
A12/2		2	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000
A12/1		2	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000
A13		2	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000
A20		4	0.000	0.001	0.000	0.999	0.000
A21		4	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000
A22		4	0.000	0.001	0.000	0.999	0.000
A23		4	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000
A25		3	0.346	0.000	0.654	0.000	0.000
A27		4	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000
A26		4	0.000	0.001	0.000	0.999	0.000
A29		1	0.771	0.229	0.000	0.000	0.000
A30		4	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000
A31		4	0.000	0.003	0.000	0.997	0.000
A14A		1	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000
A14B	1	1	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000
A14C	1	1	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000
A14C1		1	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000
A14D	1	1	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000
A14E		2	0.384	0.616	0.000	0.000	0.000
A14F		1	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000
A4A	3	3	0.009	0.000	0.991	0.000	0.000
A4B	3	3	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000
A4C	3	3	0.000	0.000	0.920	0.000	0.080
A4D		5	0.000	0.000	0.004	0.000	0.996
A4E		3	0.000	0.000	0.981	0.000	0.019
A4F		5	0.000	0.000	0.029	0.000	0.971
S5		4	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000
S6		4	0.000	0.046	0.000	0.954	0.000
S7		4	0.000	0.051	0.000	0.949	0.000
S8	5	5	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000
S9	5	5	0.000	0.000	0.032	0.000	0.958
S10	5	5	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000

Table 12. Predicted classification, analysis 1. S.No. = sample number; Act = actual (original) group number; Pred = predicted group number; P(i) = unbiased estimated probabilities that this sample belongs to group i (see Appendix C). 1 = pyroclastic flow deposit (unit A); 2 = epiclastic deposit (unit B); 3 = surge deposit I (unit E); 4 = lahar deposit (unit F); 5 = surge deposit II (unit G).

S. No.	Act	Pred	P (1)	P (2)	P (3)	P (4)
A1	3	3	0.000	0.000	1.000	0.000
A2		3	0.000	0.000	1.000	0.000
A3	3	3	0.000	0.000	1.000	0.000
A20		3	0.000	0.000	1.000	0.000
A21		3	0.000	0.000	1.000	0.000
A22		3	0.000	0.000	1.000	0.000
A23		3	0.000	0.000	1.000	0.000
A14A		1	1.000	0.000	0.000	0.000
A14B	1	1	1.000	0.000	0.000	0.000
A14C	1	1	1.000	0.000	0.000	0.000
A14C1		1	1.000	0.000	0.000	0.000
A14D	1	1	1.000	0.000	0.000	0.000
A14E		1	1.000	0.000	0.000	0.000
A14F		1	1.000	0.000	0.000	0.000
A4A	2	2	0.030	0.970	0.000	0.000
A4B	2	2	0.001	0.997	0.000	0.002
A4C	2	2	0.000	0.898	0.000	0.102
A4D		4	0.000	0.021	0.000	0.979
A4E		2	0.000	0.951	0.000	0.049
A4F		4	0.000	0.113	0.000	0.887
S5		3	0.000	0.000	1.000	0.000
S6		3	0.000	0.000	1.000	0.000
S7		3	0.000	0.000	1.000	0.000
S8	4	4	0.000	0.001	0.000	0.999
S9	4	4	0.000	0.061	0.000	0.939
S10	4	4	0.000	0.000	0.000	1.000

Table 13.
Predicted classification, analysis 2.
1 = pyroclastic flow deposit (unit A); 2 = surge deposit I (unit E); 3 = lahar deposit (unit F); 4 = surge deposit II (unit G). For legend see also Tab. 12.

a second group, usually the original classification group. The samples of units C and D (A25, A26, A27, A30, A31) are preferably assigned to group 4, representing the lahar deposits. This preference may be enhanced by the considerable variance within this group, which consequently covers a large area in sample space. Samples that show no specific affinity and that can not form their own group are likely to be assigned to the group with the largest spread.

Sample S7 was originally thought to represent part of surge deposit II but is in all statistical procedures consistently classified as lahar deposit. According to its stratigraphic position it presumably does belong to unit F, which underlies the surge deposit.

Analysis 2

Data of 26 samples (units A, E, F and G) were processed. On a significance level of 1 % the F-value based on Wilk's Lambda shows that the separation of the

groups is significant (see Tab. 11). Again, variables „pyroxene" and "hornblende" (in order) were chosen for the linear discriminant functions and predictability is very high. Because of the reduced set of samples, the original classification is based on only 4 groups.

The groups representing pyroclastic flow and lahar deposits show no misclassifications with respect to field observations. The misclassifications of surge deposit samples correspond to the misclassifications in the previous analysis and may be caused by small mineralogical differences within the multilayered deposit or insufficient separations for a better result (Tab. 13).

Analysis 3

The independent Cluster Analysis based on the K-means algorithm (26 samples; units A, E, F and G) indicates that 3 clusters take most of the variance into account. Variables "olivine", "hornblende" and

S.No.	Act	Pred	P (1)	P (2)	P (3)
A1	2	2	0.000	0.999	0.000
A2	2	2	0.000	1.000	0.000
A3	2	2	0.017	0.983	0.000
A20	2	2	0.012	0.988	0.000
A21	2	2	0.000	1.000	0.000
A22	2	2	0.009	0.991	0.000
A23	2	2	0.001	0.999	0.000
A14A	1	1	1.000	0.000	0.000
A14B	1	1	1.000	0.000	0.000
A14C	1	1	1.000	0.000	0.000
A14C1	1	1	0.999	0.001	0.000
A14D	1	1	0.998	0.002	0.000
A14E	1	1	0.990	0.010	0.000
A14F	1	1	0.801	0.002	0.197
A4A	3	3	0.009	0.000	0.991
A4B	3	3	0.002	0.000	0.998
A4C	3	3	0.000	0.000	1.000
A4D	3	3	0.001	0.000	0.999
A4E	3	3	0.000	0.000	1.000
A4F	3	3	0.000	0.000	1.000
S5	3	3	0.001	0.118	0.881
S6	3	3	0.000	0.000	1.000
S7	2	2	0.031	0.969	0.000
S8	3	3	0.000	0.000	1.000
S9	3	3	0.000	0.000	1.000
S10	3	3	0.000	0.000	1.000

Table 14.
Predicted classification, analysis 3.
1 = pyroclastic flow deposit (unit A); 2 = lahar deposit (unit F); 3 = surge deposit II (unit G).
For legend see also Tab. 12.

S.No	Act	Pred	P (1)	P (3)	P (4)
A1	3	3	0.024	0.924	0.051
A2		3	0.000	1.000	0.000
A3	3	3	0.354	0.646	0.001
A20		1	0.981	0.019	0.000
A21		3	0.325	0.673	0.002
A22		3	0.152	0.846	0.003
A23		3	0.224	0.776	0.000
A14A		1	0.986	0.014	0.000
A14B	1	1	0.873	0.124	0.003
A14C	1	1	0.978	0.021	0.000
A14C1		1	0.996	0.004	0.000
A14D	1	1	0.637	0.360	0.003
A14E		3	0.224	0.776	0.000
A14F		1	0.679	0.320	0.001
S5		1	0.989	0.010	0.001
S6		3	0.000	0.996	0.004
S7		1	0.916	0.084	0.000
S8	4	4	0.120	0.113	0.766
S9	4	4	0.000	0.000	1.000
S10	4	4	0.001	0.051	0.948

Table 15.
Predicted classification, analysis 4.
For legend see Tab. 12. and 13.

"pyroxene" were processed to determine the cluster means, and the resulting classification groups were used for the dependent variable for the corresponding Multivariate Discriminant Analysis (Tab. 14).

Again, variables "pyroxene" and "hornblende" establish the linear discriminant functions. The distribution of Wilk's Lambda indicates that the results are significant (see Tab. 11).

The report (Tab. 14) shows the expected classification for all samples of pyroclastic flow deposit A and lahar deposit F. Both surge deposits are combined in group 3. This indicates that a further separation is not very efficient and that the heavy mineral distributions of the two surge deposits are similar.

5.3.2. Results Based on Component Data

Analysis 4

Analysis of component analysis data only yields rather poor results. The original groups are used for the classification variable and the step-wise program selected "accretionary lapilli", "quartz and feldspar clasts" and "cryptocrystalline basalt clasts" (in order) as independent variables. Variable "accretionary lapilli" is most significant for the discrimination and seems to be the only variable related directly to obvious physical processes during deposition. Variables "vitric basalt

clasts" and "matrix" were rejected in the process of establishing the linear discriminant functions. The distribution of Wilk's Lambda shows that the results are still significant (see Tab. 11), although the predictability is considerably lower than in previous analyses.

In regard to field observations and earlier previous results, sample A20 (unit F) is misclassified as pyroclastic flow deposit and sample A14E (unit A) as lahar deposit, but both samples show affinity to their original group (Tab. 15). Group 4 (unit G) is poorly defined and shows no particular consistency in its component distribution. Due to lack of data, unit E (group 2) is not represented (see section 2.3.).

Analysis 5

An independent Cluster Analysis based on the distribution of components (see section 2.3.) classifies the samples of units A (pyroclastic flow deposit) and G (surge deposit II) with one misclassification each. The classification of the samples of the lahar deposits (unit F) is inconsistent.

The corresponding Multivariate Discriminant Analysis selects variables "volcanic lithics", "matrix", "crystals", "vesicles" and "clastic lithics" (in order) as independent variables. Wilk's Lambda indicates high predictability and good separation of the groups, but the classification and discrimination of the samples of unit F does not coincide with the original classification (see Tab. 16).

S.No.	Act	Pred	P (1)	P (2)	P (3)
A1	3	3	0.000	0.000	1.000
A2	3	3	0.000	0.000	1.000
A3	1	1	0.997	0.003	0.000
A20	2	2	0.001	0.999	0.000
A21	1	1	0.845	0.155	0.000
A22	2	1	0.843	0.157	0.000
A23	1	1	0.813	0.187	0.000
A14A	2	2	0.002	0.998	0.000
A14B	2	2	0.030	0.970	0.000
A14C	2	2	0.000	1.000	0.000
A14C1	2	2	0.006	0.994	0.000
A14D	2	2	0.008	0.992	0.000
A14E	2	2	0.093	0.907	0.000
A14F	1	1	0.944	0.056	0.000
S5	1	1	0.981	0.019	0.000
S6	1	1	1.000	0.000	0.000
S7	1	1	0.994	0.006	0.000
S8	2	2	0.154	0.846	0.000
S9	1	1	0.993	0.007	0.000
S10	1	1	0.976	0.024	0.000

Table 16.
Predicted classification, analysis 5.
1 = surge deposit II (unit G); 2 = pyroclastic flow deposit (unit A); 3 = lahar deposit (unit F).
For legend see also Tab. 12.

S.No.	Act	Pred	P (1)	P (3)	P (4)
A1	3	3	0.000	1.000	0.000
A2		3	0.000	1.000	0.000
A3	3	3	0.000	1.000	0.000
A20		3	0.000	1.000	0.000
A21		3	0.000	1.000	0.000
A22		3	0.000	1.000	0.000
A23		3	0.000	1.000	0.000
A14A		1	1.000	0.000	0.000
A14B	1	1	1.000	0.000	0.000
A14C	1	1	1.000	0.000	0.000
A14C1		1	1.000	0.000	0.000
A14D	1	1	1.000	0.000	0.000
A14E		1	1.000	0.000	0.000
A14F		1	1.000	0.000	0.000
S5		1	1.000	0.000	0.000
S6		1	1.000	0.000	0.000
S7		3	0.000	1.000	0.000
S8	4	4	0.000	0.000	1.000
S9	4	4	0.000	0.000	1.000
S10	4	4	0.000	0.000	1.000

Table 17.
Predicted classification, analysis 6.
For legend see Tab. 12. and 13.

Variable "accretionary lapilli", which is thought to be a good indicator for physical processes during deposition, is not taken in the discrimination function. This may be due to the influence of underlying structures based on the distribution patterns of other components that show no direct or clear relationship to depositional processes.

5.3.3. Results Based on Heavy Mineral and Component Data

Analysis 6

According to the underlying structures the variable set was restricted to variables "olivine", "hornblende", "pyroxene", "matrix", "cryptocrystalline basalt clasts", "vitric basalt clasts", "quartz and feldspar clasts" and "accretionary lapilli". The dependent variable is derived from the previously defined classification (see Tab. 10.). The independent variables selected by the step-wise program are (in order) "pyroxene", "hornblende", "vitric basalt clasts" and "cryptocrystalline basalt clasts". F-values based on Wilk's Lambda show that the results are highly significant (see Tab. 11). Very high probabilities for the predicted classification reflect the good separation of the 3 clusters but may also be amplified by the small number of samples.

S.No.	Act	Pred	P (1)	P (3)	P (4)
A1	3	3	0.000	1.000	0.000
A2		3	0.000	1.000	0.000
A3	3	3	0.000	1.000	0.000
A20		3	0.000	1.000	0.000
A21		3	0.000	1.000	0.000
A22		3	0.000	1.000	0.000
A23		3	0.000	1.000	0.000
A14A		1	1.000	0.000	0.000
A14B	1	1	1.000	0.000	0.000
A14C	1	1	1.000	0.000	0.000
A14C1		1	1.000	0.000	0.000
A14D	1	1	1.000	0.000	0.000
A14E		1	1.000	0.000	0.000
A14F		1	1.000	0.000	0.000
S5		3	0.405	0.595	0.000
S6		1	0.989	0.011	0.000
S7		3	0.000	1.000	0.000
S8	4	4	0.000	0.000	1.000
S9	4	4	0.000	0.000	1.000
S10	4	4	0.000	0.000	1.000

Table 18.
Predicted classification, analysis 7.
For legend see Tab. 12. and 13.

Group 1 (pyroclastic flow deposits) and group 3 (lahar deposits) display perfect conformity with field observations. Two samples of unit G (pyroclastic surge deposit) show affinity to group 1 and are misclassified (Tab. 17).

Analysis 7

The elimination of variables "matrix", "cryptocrystalline basalt clasts", "vitric basalt clasts" and "quartz and feldspar clasts" and the deliberate acceptance of variable "accretionary lapilli" as selected independent variable do not alter the result significantly (Tab. 18). Therefore it is thought, that the discrimination is largely based on the distribution of the minerals pyroxene and hornblende.

Analysis 8

An independent Cluster Analysis groups the samples around cluster means, based on all observations of the involved sample pool. In regard to previous results the variable set was restricted to variables "olivine", "hornblende", "pyroxene" and "accretionary lapilli". The variation between the 3 clusters is not very high but still significant.

The clusters were used as classification variables in the corresponding Multivariate Discriminant Analysis. Variables selected for the discriminant function are (in order) "hornblende" and "pyroxene". Variable "accretionary lapilli" is included deliberately, although its

S.No.	Act	Pred	P (1)	P (2)	P (3)
A1	1	1	0.998	0.000	0.002
A2	1	1	1.000	0.000	0.000
A3		1	0.998	0.002	0.000
A20	1	1	0.999	0.001	0.000
A21	1	1	1.000	0.000	0.000
A22	1	1	1.000	0.000	0.000
A23	1	1	1.000	0.000	0.000
A14A	2	2	0.000	1.000	0.000
A14B	2	2	0.000	1.000	0.000
A14C	2	2	0.000	1.000	0.000
A14C1	2	2	0.000	1.000	0.000
A14D	2	2	0.000	1.000	0.000
A14E	2	2	0.000	1.000	0.000
A14F	2	2	0.000	1.000	0.000
S5	3	3	0.000	0.000	1.000
S6	3	3	0.024	0.000	0.976
S7	1	1	0.999	0.001	0.000
S8	3	3	0.000	0.000	1.000
S9	3	3	0.000	0.000	1.000
S10	3	3	0.000	0.000	1.000

Table 19.
Predicted classification, analysis 8.
1 = lahar deposit (unit F); 2 = pyroclastic flow deposit (unit A); 3 = surge deposit II (unit G).
For legend see also Tab. 12.

F-probability value exceeds the critical value 0.1 (for references see DAVIS, 1986; BMDP (SOLO), 1989). The F-value based on Wilk's Lambda indicates that the results are highly significant (Tab. 11).

The grouping of the samples (Tab. 19) shows a distinct pattern that corresponds perfectly to the obvious stratigraphy and geological considerations. Note, that sample S7 is classified as lahar deposit (group 1).

Another set of analyses, where variables "pyroxene", "hornblende" and "vitric basalt clasts" establish the discriminant functions, misclassifies several samples and can not separate the lahar and the pyroclastic flow deposits. This indicates that careful restriction of the variable set – dependent on the objective of the study – has a strong influence on the results and may increase their significance considerably. Conversely, the process of selecting the variables allows fundamental conclusions on the importance of observations for a reasonable classification.

Analysis 9

A more significant separation between the clusters is derived if only two groups are defined by an independent Cluster Analysis. The corresponding discriminant functions include all four variables ("olivine", "hornblende", "pyroxene" and "accretionary lapilli"), although only variable "pyroxene" meets the general demand for a F-probability value below 0.1 (for references see DAVIS, 1986; BMDP (SOLO), 1989). The dis-

tribution of Wilk's Lambda indicates high predictability, significant separation of the groups and good fit of the linear discrimination functions (Tab. 11).

However, the lahar deposits and pyroclastic flow deposits with similar distributions of heavy minerals and closely related depositional processes are combined in cluster 1 (note sample S7), while the significantly different surge deposits form group 2 (see Tab. 20).

5.3.4. Interpretation

The results of the classification-procedures applied on the volcanoclastic material near Beistein allow for the following interpretative statements:

- The deliberate classification based on field observations, stratigraphy and geological assumptions is confirmed by independent Cluster Analyses, which group the samples in the same order. Due to the larger number of samples (and therefore observations) involved in the defining process of the cluster means, statistical clustering may, in some cases, even show a better grouping with respect to the original classification. Those units, that are represented by numerous samples and that are laterally consistent throughout the outcrop (units A, E, F and G), show the best separation.

Analysis 3 shows, that units E and G display a similar heavy mineral distribution, which reflects the

S.No.	Act	Pred	P (1)	P (2)
A1	1	1	1.000	0.000
A2	1	1	1.000	0.000
A3	1	1	1.000	0.000
A20	1	1	1.000	0.000
A21	1	1	1.000	0.000
A22	1	1	1.000	0.000
A23	1	1	1.000	0.000
A14A	1	1	1.000	0.000
A14B	1	1	1.000	0.000
A14C	1	1	1.000	0.000
A14C1	1	1	1.000	0.000
A14D	1	1	1.000	0.000
A14E	1	1	1.000	0.000
A14F	1	1	1.000	0.000
S5	2	2	0.000	1.000
S6	2	2	0.002	0.998
S7	1	1	1.000	0.000
S8	2	2	0.000	1.000
S9	2	2	0.000	1.000
S10	2	2	0.000	1.000

Table 20.
Predicted classification, analysis 9.
1 = lahar deposit (unit F) and pyroclastic flow deposit (unit A); 2 = surge deposit II (unit G).
For legend also see Tab. 12.

mutual source of their essential clasts and their common depositional processes. The absence of paleo-soil or major unconformities between the three uppermost units indicates, that both explosive events leading to the deposition of units E and G took place within a limited time interval. Mineralogical changes in the magma source are, therefore, expected to be very small.

Analysis 9 shows, that the statistical separation (based on available data) between unit A (pyroclastic flow deposit) and unit F (lahar deposit) is less significant than the difference between either and the surge deposit G. This is not surprising, if one considers, that lahar deposits are supposed to contain high amounts of reworked material. The voluminous pyroclastic flow deposit and the overlying epiclastic sediments containing high proportions of olivine are likely to have a significant impact on the heavy mineral spectrum of the lahar deposit (unit F). The thin surge deposit (unit E), presumably also incorporated into the overlying reworked deposit (unit F), may be too small for recognizable influences.

- Statistical separation of the distinct groups, that coincide with the different units, is largely based on the distribution of the dominant heavy minerals olivine, pyroxene and hornblende. Olivine and pyroxene are negatively correlated (see section 5.2.), therefore the distribution of pyroxene and hornblende is sufficient for a significant classification and discrimination.

The distribution of essential, accessory and accidental clasts poorly reflects the supposed variation between depositional processes. Discrimination based on the original classification and component analysis data is less significant for units A and F and fails to define a representative group for the samples of surge deposit II. The independent Cluster Analysis provides an acceptable classification of units A and G, but fails with unit F. It is obvious that useful structures of the distribution pattern do exist, but that they are not clear enough for a statistically significant separation of the expected stratigraphically defined groups. This may be a result of the complexity of physical processes that take place during deposition of volcanoclastic deposits. The depositional features (assumably represented in the distribution of clasts) depend on numerous external influences, that can not be recognized. Unknown processes or influences, that are not significant for the objective of the study, may manipulate the eventually resulting distribution or may cover up more significant but weak patterns.

The occurrence of accretionary or armored lapilli is the only variable with direct and exclusive relationship to the depositional processes. The rejection of the remaining variables of the component analysis and the deliberate acceptance of variable "accretionary lapilli" provides a highly significant result that confirms the original classification.

- The results indicate that multivariate processing based on the distribution of heavy mineral data provides a powerful tool in distinguishing several units within volcanoclastic successions. An essential assumption is, that changes of the heavy mineral spectra are significant enough for a statistical separation.

Additional information provided by the distribution patterns of a few selected clasts can improve the significance of the results. A higher number and a wider spread of samples over a larger area may weigh variables more accurately, and component data for classification and discrimination may become more important in classification and discrimination.

6. Conclusions

The volcanoclastic deposits near Beistein are the fragmental products of a maar volcanism that penetrated the Tertiary sediments of the Styrian Basin. Hydroclastic eruptions led to pyroclastic flow and pyroclastic surge deposits. The phreatomagmatic eruption style may have been dominant within the whole basaltic volcano field, which resumed activity at the end of Pliocene time. However, output of lava at nearby eruption centers additionally gave rise to scoria and basalt flow deposits.

Unpublished K/Ar data suggest an age of approximately 2 million years for the volcanoclastic deposits near Beistein (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). The formation may be subdivided into two major units:

- 1) Epiclastic and reworked material, including debris flow (lahar) deposits, fluvial deposits and lake deposits;
- 2) pyroclastic material, including surge, flow and air fall deposits.

The Tertiary sediments were overlain by a pyroclastic flow deposit (unit A) and locally by air fall deposits (unit C) and reworked material (units B, D), all derived from nearby eruption centers (Fig. 11 and 4.1.). The crater which is partially exposed at Beistein was formed by a phreatomagmatic eruption, that took place on the gentle slopes of the adjacent maar to the northwest. It was cut into the succession of clastic and volcanoclastic sediments. The maar-forming explosion produced a hot, dry base surge, which implies moderate water/magma ratios of 0.3 to 1.0 (SHERIDAN & WOHLLETZ, 1981). The resulting deposit (unit E) contains highly fragmented material, which is densely packed due to the loss of superheated steam prior to emplacement.

Lahars overran the surge deposit shortly after deposition and incorporated loose, ashy material into the basal layer of their deposits. Additional debris flows, collapse of the inner crater walls, spalling and erosional processes formed a sequence of reworked material (A1 to A3, A20 to A23). Lateral variations of characteristics like thickness and texture within this unit (F) may be due to the local topographic position within the vent area.

Water derived from an aquifer or a newly formed crater lake triggered another eruption. Supply of abundant water (water/magma ratios > 1; SHERIDAN & WOHLLETZ, 1981) led to the formation of a sequence of predominantly wet surge deposits, which show bomb sag structures, occurrence of accretionary and armored lapilli and low-angle-cross-stratification. The eruption pulses produced single pyroclastic surges that travelled uphill on the inner sides of the crater rim. The dominating cross-stratified and interbedded massive beds exposed at Beistein represent the near-vent sandwave facies (WOHLLETZ & SHERIDAN, 1979).

Volcanic activity ceased soon after at this eruption center. The crater was rapidly filled with lake sediments which are dominated by volcanoclastic layers. Bomb sag structures within the lake sediments give evidence for the proceeding volcanism nearby. A paleo-mud-boil indicates continuing high heat flow. Local post-basaltic pebble beds are the remnants of the final pre-glacial Quaternary deposit, and erosional processes, removing most of the edifice, formed the present relief and late volcanoclastic debris flows (Tab. 6).

The results of statistical analyses confirm the original classification of the major units exposed near Beistein (Fig. 11). The highly significant separation of the groups is largely based on the distribution of the dominant heavy minerals, olivine, hornblende and pyroxene. Amounts of olivine that exceed 70 grain percent characterize the deposits derived from the eruption center to the northwest of Beistein. Distinct peaks of pyroxene mark the surge deposits (E and G) that were produced by the events forming the Beistein crater. Due to the smearing effects of material mixing, the heavy mineral spectrum of the reworked deposit (F) is less distinct.

Distribution patterns of volcanoclastic clasts are thought to reflect the physical processes during deposition. Since these processes are specific for the resulting deposit, statistical tests based on component analysis data should be more profound than those dependent on the petrogenetic history.

The results of the statistical procedures, though, indicate that only the distribution of accretionary lapilli is significant for a reasonable classification and discrimination with respect to the geological background. Distribution patterns of the remaining components (see section 2.3.) seem to be too weak for a statistical separation. They also may be influenced or covered up by distribution structures that are not directly related to the major depositional processes. Furthermore, the physical processes of volcanoclastic deposits are very complex and, therefore, it may be difficult to recognize all influencing factors and their consequences.

A wider spread of samples over a larger area as well as higher sample numbers may help to overcome this problem. On this conditions the distribution of clasts alone may also be useful for a statistical classification and discrimination of volcanoclastic deposits.

The study shows, that statistical methods based on the distribution of heavy minerals provides a powerful tool to distinguish several units within volcanoclastic successions. An essential assumption is, that variations in the heavy mineral spectra are significant enough for a statistical separation. Additional information provided by the distribution patterns of a few selected clasts can improve the significance of the results.

Glossary

accidental clast: Clasts derived from the subvolcanic basement of any composition.
accretionary lapilli: Lapilli, formed as aggregates of moist ash, commonly exhibiting a concentric internal structure.
armored lapilli (= core'd lapilli): Lapilli-sized aggregate. An unstructured shell of ash covers a recognizable lithic core.
ash: Volcanic particles smaller than 2 mm.

base surge: Basal cloud moving rapidly outwards from a crater as a density flow. Frequently associated with phreatomagmatic eruptions.

bomb: Volcanic bomb. Volcanic ejecta, larger than 64 mm.

cognate clasts (= accessory clasts): Clasts of fragmented co-magmatic volcanic rocks from previous eruptions of the same volcano.

cryptocrystalline: Texture of a rock consisting of crystals that are too small to be recognized and distinguished under the ordinary microscope; indistinctly crystalline.

diatreme: Pipe-like volcanic conduit filled with pyroclastic debris and blocks of wallrock.

ejecta: Pyroclastic clasts, explosively ejected during a volcanic eruption.

epiclastic: Produced by weathering and erosion of consolidated volcanic rock.

eruption: One eruption is composed of several phases that may last a few days to months, or, in some basaltic volcanoes, for a few years.

eruptive phase: Volcanic event, that may last a few hours to days and consists of numerous eruptive pulses.

eruptive pulse: Volcanic event, that may last a few seconds to minutes.

hydroclastic eruption (=hydromagmatic eruption): Volcanic eruption caused by interaction of magma and external water.

juvenile: (= essential). derived directly from the erupting magma, consisting of dense or inflated particles of chilled magma or pyrogenic crystals.

lahar: Debris flow of pyroclastic material on the flanks of volcanoes. Water is a major lubricant.

lapilli: Pyroclastics in the size range of 2 to 64 mm. lithics (= lithic fragments):

- 1) Slowly cooled and crystallized magma from chamber margins.
- 2) Rocks from the conduit walls.
- 3) Rock fragments picked up during transport.

microcrystalline: Texture of a rock consisting of crystals that are visible only under the microscope.

phreatomagmatic eruption: Explosion caused by interaction of ascending magma and external water. The resulting eruption products include juvenile, cognate and accidental ejecta. See also: hydroclastic eruption.

pyroclastic: Produced directly from volcanic processes.

pyrogenic crystals: Crystals that were present in the magma prior to eruption.

volcanoclastic: Volcanic and clastic, formed by a process of fragmentation, transported by any medium, emplaced in any environment, mixed in any proportion with nonvolcanic material.

xenolith: A foreign inclusion in an igneous rock.

Acknowledgements

I like to thank Jürgen KIENLE who invited me to spend eight months at the University of Alaska, Fairbanks and introduced me to active volcanism and critically reviewed and supported my work in Fairbanks. I am very thankful to Jim BEGET, Andrew GOODLIFFE, Dan HAWKINS, Paul LAYER, David STONE and Sam SWANSON for critical reading of the paper and constructive suggestions. I also appreciate that I was allowed to make use of all laboratory facilities at the Department of Geology and Geophysics, UAF Fairbanks, Alaska, freely and without bureaucracy. My stay in Alaska, which was essential for the outcome of my work, was funded by the Austrian Government, Ministerium für Wissenschaft und Forschung, the local government of Styria (Steirische Landesregierung) and by means of the Josef-Krainer-Fond. The fieldwork was financially supported by the Geologische Bundesanstalt, Wien.

I would like to give special thanks to my adviser, Karl STATTEGGER, the members of the Institut für Geologie und Paläontologie at the Karl-Franzens-Universität Graz, and my family who helped me in every way they could.

References

- AGIORGITIS, G.: Zur Geochemie einiger seltener Elemente in basaltischen Gesteinen. – *T. Min. Petr. Mitt.*, **12**, 204–229, Wien 1968.
- AGIORGITIS, G.: Distribution of Iridium in some Basalts of South-eastern Central Europe. – *T. Min. Petr. Mitt.*, **25**, 89–94, Wien 1978.
- AGIORGITIS, G., SCHROLL, E. & STEPHAN, F.: K/Rb-, Ca/Sr- und K/Ti-Verhältnisse in basaltischen Gesteinen der Ostalpen und benachbarter Gebiete. – *T. Min. Petr. Mitt.*, **14**, 285–309, Wien 1970.
- ALKER, A., GOLOB, P., POSTL, P. & WALTINGER, H.: Neue Mineralfunde aus dem Nephelit des Stradner Kogels südlich Gleichenberg, Steiermark. – *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, **108**, 5–6, Graz 1978.
- ALKER, A., GOLOB, P., POSTL, P. & WALTINGER, H.: Hydrotalkit, Nordstrandit und Motukoreait vom Stradner Kogel, südlich Gleichenberg, Steiermark. – *Min. Mitt. Joanneum*, **49**, 1–13, Graz 1981.
- ARIC, K.: Deutung krustenseismischer und seismologischer Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik des Alpenostrandes. – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math. Naturw. Kl.*, **1**, **190**, 235–312, Wien 1982.
- ARGUDEN, A.T. & RODOLFO, K.S.: Sedimentologic and dynamic differences between hot and cold laharic debris flows of Mayon Volcano, Phillipines. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 865–876, July 1990.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A.: Dictionary of geological terms. – 571 p., New York London Toronto Sidney Auckland (Doubleday) 1984.
- BENNET, F.D.: Shallow Submarine Volcanism. – *J. Geophys. Res.*, **77**, 29, October 1972.
- BERTOLDI, G.A., EBNER, F., HÖLLER, H. & KOLMER, H.: Blähtonvorkommen von Gnas und Fehring – geologische, sedimentpetrographische und technologische Untersuchungen. – *Arch. Lagerstättenf. Geol. B.-A.*, **3**, 13–22, Wien 1983.
- BOENIGK, W.: Schwermineralanalyse. – 77 Abb., 4 Taf., 8 Tab., 158 S., Stuttgart (Ferdinand Enke Publishers) 1983.
- BMDP, STATISTICAL SOFTWARE INC.: User's Guide SOLO Statistical System Version 2.0. – Los Angeles California, August 1988.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V.: Volcanic Successions Modern and Ancient. – 528 p., London (Unwin Hynman) 1988.
- CLAR, E.: Review of the structure of the Eastern Alps. – In: KEES, A., YOUNG, G. & SCHOTTEN, R.: Gravity and Tectonics, 235–270, London 1973.
- CRANDELL, D.R.: Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington. – *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **677**, 1–75, 1971.
- CRANDELL, D.R. & WALDRON, H.H.: A recent volcanic mudflow of exceptional dimension from Mount Rainier, Washington. – *Amer. J. Sci.*, **254**, 349–362, 1956.
- DAVIS, J.C.: Statistics and Data Analysis in Geology. – 646 p., New York – Chichester – Brisbane – Toronto – Singapore (John Wiley & Sons) 1986.
- EBNER, F., ERHART-SCHIPPEK, F. & WALACH, G.: Erdgasspeicher Oststeiermark. – Unpubl. Internbericht, Forschungsges. Joanneum, Institut f. Umweltgeologie u. Angew. Geographie, Graz 1985.
- EBNER, F. & GRÄF, W.: Bericht über Literatur-, Gelände- und Laborarbeiten 1978 betreffend Tonvorkommen im Raum Fehring – Bad Gleichenberg – Gnas. – Unveröff. Bericht, 16 S., 3 Abb., Graz 1979.
- FLÜGEL, H. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiär-Becken. – *Sammlg. Geol. Führer*, **47**, 196 S., 27 Abb., 8 Taf., 1 geol. Karte, Berlin – Stuttgart (Gebr. Borntraeger) 1968.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., Wien (Geologische Bundesanstalt) 1984.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H. – U.: Pyroclastic Rocks. – 471 p., Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer) 1984.
- FISHER, R.V. & WATERS, A.C.: Base Surge Bed Forms in Maar Volcanoes. – *Amer. J. Sci.*, **268**, 157–180, February 1970.
- FOLK, R.L.: Petrology of sedimentary rocks. – Austin (Hemphill) 1980.
- FRANCIS, E.H.: Magma and sediment—II. Problems of interpreting palaeovolcanics burried in the stratigraphic column. – *J. Geol. Soc. Lond.*, **140**, 165–83, London 1983.
- HERITSCH, H.: Gismondit aus dem Nephelinit des Stradner Kogels bei Gleichenberg, Steiermark. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1963**, 153–154, Wien 1963.
- HERITSCH, H.: Über Einschlüsse im Basanit von Klöch, Oststeiermark. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1964**, 247–248, Wien 1964.
- HERITSCH, H.: Das oststeirische Vulkangebiet. – *Fortschr. Min.*, **42**, 165–169, Stuttgart 1965.
- HERITSCH, H.: Vulkanische Gesteine vom Steinberg bei Feldbach. – *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, **98**, 16–26, Graz 1968a.
- HERITSCH, H.: Drei seltene Silikate aus dem Basanitsteinbruch von Klöch, Südost-Steiermark. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1968**, 177–178, Wien 1968b.
- HERITSCH, H.: Ni-Gehalte von Olivinen aus Olivinbomben und basaltischen Gesteinen des oststeirischen Vulkanbogens. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1970**, 10–12, Wien 1969.
- HERITSCH, H.: Über mögliche Beziehungen zwischen den Haupttypen des pliozänen, basaltischen Vulkanismus der Oststeiermark. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1975**, 147–152, Wien 1975.
- HERITSCH, H.: Über Nephilinbasanite und ein basaltisches Glas des Vulkangebietes von Klöch, Oststeiermark. – *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, **106**, 21–29, Graz 1976a.
- HERITSCH, H.: Ein Vergleich glasiger Grundmassen und selbständiger Gläser des pliozänen Vulkanismus der Oststeiermark. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1976**, 163–165, Wien 1976b.
- HERITSCH, H., BERTHOLDI, G. & WALITZ, E.M.: Strukturuntersuchungen an einer basaltischen Hornblende vom Kurizzenkogel südlich Fehring, Steiermark. – *T. Min. Petr. Mitt.*, (III. Folge), **7**, 210–217, Wien 1960.
- HERITSCH, H. & HÖLLER, H.: Tertiär, Vulkanismus und Randgebiete der südlichen Steiermark (Weitendorf, Steinbruch Klause bei Gleichenberg, Bad Gleichenberg, Feldbacher Steinberg, Kapfenstein, Steinbruch Fürbas, Steinofen Hohl, Steinbruch Prettnner bei Gams). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **63**, 275–289, Wien 1970.
- HERITSCH, H. & HÜLLER, H.J.: Über die Entstehung von Basaltgläsern in basaltischen Gesteinen des Steinberges bei Feldbach, Steiermark, Österreich. – *T. Min. Petr. Mitt.*, **20**, 73–80, Wien 1973.
- HERITSCH, H. & HÜLLER, H.J.: Chemische Analysen von basaltischen Gesteinen und Gläsern, sowie von Nephelin aus dem Westbruch des Steinberges bei Feldbach, Oststeiermark. – *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, **105**, 43–52, Graz 1975.
- HERITSCH, H. & ROHANI, H.: Untersuchungen über Olivin und Klinopyroxen sowie über Auswürflinge des basaltischen Vulkanismus der Oststeiermark. – *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, **103**, 7–22, Graz 1973.
- HERMANN, O.: Sekundäre Veränderungen an Lapilli aus Tuffiten des Oststeirischen Vulkangebietes. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1974**, 96–102, Wien 1974.
- HESS, P.C.: Origins of igneous rocks. – 336 p., Cambridge London (Harvard University Press) 1989.

- HÖLLER, H.: Untersuchungen an vulkanischen Tuffen bei Eibiswald. – *Min. Mitt. Joanneum*, 1961, 54–56, Graz 1961.
- HÖLLER, H.: Über Zeolithbildung in zersetzten vulkanischen Gesteinen und Tuffen der Steiermark. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 1965, 320–323, Wien 1965.
- HÖLLER, H.: Blähtonvorkommen von Gnas. – *Steir. Beitr. Rohstoff. Energief.*, 2, 14–16, Graz 1982.
- HÖLLER, H., KOLMER, H. & WIRSCHING, U.: Chemische Untersuchungen der Umwandlung glasiger Tuffe in Montmorillonit- und Kaolinit-Mineralen. – *N. Jb. Min. Mh.*, 1976, 456–466, Stuttgart 1976.
- HORVATH, F. & BERCKHEMER, H.: Mediterranean Backarc Basins. – In: BERCKHEMER & HSÜ (Eds.): *Alpine-Mediterranean Geodynamics Geodynamics Series*, 7, 141–174, (American Geophysical Union) 1982.
- HÜLLER, H.J.: Petrographische Untersuchungen über die Entstehung von Basaltgläsern in basaltischen Gesteinen des Steinberges bei Feldbach (Steiermark, Österreich). – *Diss. Univ. Graz*, 97 S., Graz 1974.
- INMAN, D.L.: Measures for describing the size distribution of sediments. – *J. Sed. Petrol.*, 22, 125–45, 1952.
- JOHNSON, A.J., WICHERN, D.W.: *Applied Multivariate Statistical Analysis*. – 2nd edition, 594 p., Englewood Cliffs, New Jersey (Prentice-Hall, Inc.) 1988.
- KIENLE, J., KYLE, P.R., SELF, S., MOTYKA, R.J. & LORENZ, V.: Ukinrek Maars, Alaska, I. April 1977 Eruption Sequence, Petrology and Tectonic Setting. – *J. Volc. Geotherm. Res.*, 7, 11–37, Amsterdam (Elsevier Science Publishers B.V.) 1980.
- KAURAT, G.: Granat-, Spinell-, Websterit- und Lherzolit aus dem Basalttuff von Kapfenstein, Steiermark. – *T. Min. Petr. Mitt.*, 16, 192–214, Wien 1971.
- KAURAT, G., KRACHER, A., SCHARBERT, H.G.: Petrologie des oberen Erdmantels unterhalb von Kapfenstein, Steiermark. – *Fortschr. Miner.*, 54, 53–54, Stuttgart 1976.
- KAURAT, G., PALME, H. & SPETTEL, B.: Geochemistry of the Mantle under Kapfenstein, Styria (Xenoliths from Basalt). – *Fortschr. Miner.*, 55, 142–143, Stuttgart 1977.
- KAURAT, G., PALME, H., SPETTEL, B., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, Ch. & WÄNKE, H.: Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a variety of upper mantle processes. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, Oxford 1980.
- LAJOIE, J.: Facies models 15. Volcaniclastic rocks. – *Geoscience Can.* 6, no.3, 129–139, Kitchener Ontario 1979.
- LEWIS, D.W.: *Practical Sedimentology*. – 229 p., Stroudsburg, Pennsylvania 1984.
- LORENZ, V.: On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. – *Bull. Volc.*, 48, 265–274, (Springer) 1986.
- LORENZ, V.: Studies of the Surtsey tephra deposits. – Reprint from Surtsey Research Progress Report VII, 72–79, 1974.
- MEISSNER, R. & STEGENA, L.: Lithosphere and Evolution of the Pannonian Basin. – In: ROYDEN & HORVATH (Eds.): *The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution*. – AAPG Memoir, 45, 147–152, Tulsa Oklahoma (AAPG) 1988.
- OFFENBACHER, H.: Die Mineralien des Nephelinbasanit-Steinbruches von Klöch. – *Die Eisenblüte*, 4, 1–6, Graz 1979.
- PAULITSCH, P.: Thaumazit im Basalt von Klöch, Steiermark. – *Aufschluss*, 24, 266–268, Heidelberg 1973.
- POKA, T.: Neogene and Quarternary Volcanism of the Carpathian-Pannonian Region: Changes in Chemical Composition and Its Relationship to Basin Formation. – In: ROYDEN & HORVATH (Eds.): *The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution*. – AAPG Memoir, 45, 257–278, Tulsa Oklahoma (AAPG) 1988.
- PÖSCHL, I.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen des Gebietes um Beistein auf Blatt 192 Feldbach. – *Jb. Geol. B.-A.*, 133/3, 499, Wien 1990.
- POSTL, W. & WALTER, F.: Ettringit und Thaumazit aus dem Nephelinbasanit von Klöch, Steiermark. – *Mitt. Abt. Miner. Joanneum*, 51, 33–36, Graz 1983.
- POULTIDES, Ch.: Petrologie und Geochemie basaltischer Gesteine des steierischen Vulkanbogens in der Steiermark und im Burgenland. – *Diss. Univ. Wien*, 146 S., Wien 1981.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B.: Depositional Sedimentary Environments (with reference to terrigenous clastics). – 549 p., 683 fig., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1980.
- ROYDEN, L.H.: Late Cenozoic Tectonics of the Pannonian Basin System. – In: ROYDEN & HORVATH (Eds.): *The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution*. – AAPG Memoir, 45, 27–47, Tulsa Oklahoma (AAPG) 1988.
- SCHARBERT, H.G.: The Earth's upper mantle below Kapfenstein (eastern Styria, Austria). – *Min. Soc. Bull.*, 34, 6, London 1977.
- SCHARBERT, H.G., POULTIDES, CH., HÖLLER, H., KOLMER, H. & WIRSCHING, U.: Vulkanite im Raume Burgenland – Oststeiermark. – *Fortschr. Miner.*, 59, 69–88, Stuttgart 1981.
- SCLATER, J.G., ROYDEN, L., HORVATH, F., BURCHFIEL, B.C., SEMKEN, S. & STEGENA, L.: The Formation Of The Intra-carpethian Basins As Determined From Subsidence Data. – *Earth and Planetary Science Letters*, 51, 139–162, Amsterdam (Elsevier Scientific Publishing Company) 1980.
- SCHMID, R.: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. – *Geology*, 9, 41–43, January 1981.
- SELF, S., KIENLE, J. & HUOT, J.-P.: Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and Formation of the 1977 Craters. – *J. Volc. Geotherm. Res.*, 7, 39–65, Amsterdam (Elsevier) 1980.
- SHERIDAN, M.F.: Emplacement of pyroclastic flows: A review. – *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 180, 125–136, 1979.
- SHERIDAN, M.F. & WOHLLETZ, K.H.: Hydrovolcanic Explosions. The systematics of water-pyroclast equilibration. – *Science*, 212, 1387–1389, 1981.
- SPARKS, R.S.J.: Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. – *Sedimentology*, 23, 147–188, 1976.
- SPARKS, R.S.J., WILSON, L. & HULME, G.: Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. – *J. Geoph. Res.*, 83, 1727–1739, 1978.
- SMITH, G.A.: Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: Terminology and depositional process. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, 1–10, 6 figs., 1 tab., January 1986.
- VESSELL, R.K. & DAVIES, D.K.: Non-marine sedimentation in an active fore-arc basin. – In: F.G. ETHRIDGE & R.M. FLORES (Eds.): *Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration*. – SEPM Spec. Publ. 31, 31–45, 1981.
- VETTERS, W.: Zur Genese des Tuffes von Pertlstein bei Feldbach (Steiermark). – *Karinthin*, 76, 287–289, Salzburg 1977.
- VOGELHUBER, W. & WEIGEL, J.: Das Illitvorkommen bei Fehring, Oststeiermark. – *Montan. Rdsch.*, 9, 187–190, Wien 1961.
- WALKER, G.P.L.: Characteristics of Dune-Bedded Pyroclastic Surge Bedsets. – *J. Volc. Geotherm. Res.*, 20, 281–296, Amsterdam (Elsevier Science Publishers B.V.) 1984.
- WALKER, G.P.L.: Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. – *Geol. Rundsch.*, 62, 431–446, 1973.
- WATERS, A.C. & FISHER, R.V.: Base surges and their deposits: Caphelins and Taal volcanoes. – *J. Geophys. Res.*, 76, 5596–5614, 1971.
- WIEDEN, P. & SCHMIDT, J.: Der Illit von Fehring. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 5, 284–302, 1956.

- WILSON, L., PINKERTON, H. & MACDONALD, R.: Physical Processes In Volcanic Eruptions. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **15**, 73–95, 1987.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Marburg. – 68 S., Wien 1938.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des Steirischen Beckens. – *Sammlg. Geol. Führer*, **36**, 209 S., 27 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger) 1939.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 p., Wien (Springer) 1957.
- WOHLETZ, K.H. & SHERIDAN, M.F.: A model of pyroclastic surge. – *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* **180**, 177–194, 1979.
- WOHLETZ, K.H., SHERIDAN, M.F.: Hydroclastic Explosions II. Evolution of Basaltic Tuff Rings and Tuff Cones. – *Amer. J. Sci.*, **283**, 385–413, 1983.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. August 1991.

Zur tektonischen Position der Klippe der Antonshöhe bei Mauer – Eine Richtigstellung

Von SIEGMUND PREY*)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 58

*Niederösterreich
Flyschzone
St. Veiter Klippenzone
Sulzer Klippenzone
Mittelkreide-Mikrofauna*

Zusammenfassung

Entgegen der Aussage in S. PREY (1975), daß die Klippe der Antonshöhe bei Mauer ein kalkalpines Element sei, betrachte ich dieselbe seit Oktober 1987 als zur St. Veiter Klippenzone gehörig, denn ich fand damals eine Auflagerung von vorwiegend roten, etwas mergeligen Schiefertönen mit mittelcretacischer Mikrofauna auf Aptychenkalken der Klippe, die in die St. Veiter Klippenhülle passen. Der Grund für meine frühere Deutung war ein Vorkommen von teilweise sandigen Unterkreideschichten (Losensteiner Schichten?) in der Klippenserie. Die Klippe wird jedoch von obercretacischen, nach einigen Befunden speziell obercampanen Sulzer Schichten umgeben, die den Kalkalpen nahestehen und bei Sulz auch Klippen aus dem Nordrand der Kalkalpen enthalten. Und weil bei Sulz die Sulzer Klippenzone mit sicher tektonischen Körpern von St. Veiter Klippenzone verbunden ist, muß man die Klippe der Antonshöhe als St. Veiter Klippe, den ganzen Raum mit den Sulzer Schichten aber als Sulzer Klippenzone ansprechen.

The Tectonic Position of the Antonshöhe Klippe near Mauer – A Correction

Abstract

In my publication of 1975 I defined (erroneously but with good arguments) the Klippe of the Antonshöhe west Mauer as a unit derived from the Limestone Alps. In 1987 I changed my opinion, because I found red shales of Middle Cretaceous age, comparable with the cover of the St. Veit Klippes, immediately upon Aptychus Limestone. Therefore I now speak of St. Veit Klippes!

The Antonshöhe Klippe, however, is surrounded by Upper Cretaceous, often Campanian extremely sandy Sulz Formation. In the Sulz Area this is tightly connected with Klippes of rocks occurring in the northern border of the Limestone Alps of this area (Sulz Klippen Zone). Just like near Sulz, the Sulz Formation is connected with tectonical units of St. Veit Klippen Zone, in this case the Antonshöhe Klippe. Therefore we can speak of a tectonical body of St. Veit Klippen Zone, incorporated within Sulz Klippen Zone. The mentioned correction is discussed in this paper.

The connection can come about only by tectonics, since the St. Veit Klippenzone was formed in the northern penninic flysch trough, the Sulz Formation, on the other hand, far in the south on the northernmost border of the deposition area of the Calcareous Alps.

Der Verfasser hat in der Arbeit S. PREY (1975) – damals begründet – die Klippe der Antonshöhe bei Mauer den Kalkalpen zugeordnet und das in folgenden Publikationen (S. PREY, 1974; 1980, S. 211; 1987) wiederholt. Im Laufe der Zeit sind aber Zweifel an dieser Deutung aufgetaucht. Nun sind bei einem neuerlichen Besuch der Aufschlüsse etwa ein halbes Jahr nach Erscheinen der Arbeit (1987) im Oktober 1987 neue Beobachtungen zustande gekommen, die die Situation zugunsten einer Zugehörigkeit zur St. Veiter Klippenzone geändert haben. Aber das Klippenvorkommen wird von

den den Kalkalpen nahestehenden Sulzer Schichten (S. PREY, 1987) umgeben, Verhältnisse, wie sie die Sulzer Klippenzone darbietet.

Die Publikationen von S. PREY (1975 und 1987) beziehen sich speziell auf die gleiche Beobachtung an der Klippe der Antonshöhe, wo am Südwestende unter Radiolariten, in die Klippe eingebaut, olivgrüne bis bräunliche feinglimmerige Tonmergel beobachtet wurden, die in stärker sandige Partien übergehen und auch glimmerführende feinkörnigere kalkig gebundene Sandsteinbänke enthalten. Aus diesen Tonmergeln

*) Anschrift des Verfassers: Dr. SIEGMUND PREY, Eckpergasse 38, A-1180 Wien.

wurde eine fast rein kalkschalige Mikrofauna gewonnen mit hauptsächlich Lenticulinen, Cristellarien, Dentalinen, *Patellina* sp., begleitet von Ostracoden, z.T. pyritisierten Radiolarien, Muschel- und Aptychenbruchstücken (ein Inoceramenfragment), wenig Schwammnadeln und Limonitstengeln. H. STRADNER fand nur sehr schlecht erhaltene Placolithen ex gr. *Watznaueria barnesae* (BLACK), die für ?Dogger – Unterkreide sprechen. Ich denke, daß der Schluß auf kalkalpine Unterkreide (Losensteiner Schichten) naheliegend war. Dazu kommt, daß in der näheren Umgebung keine Rotfärbungen, die auf rote Mittelkreide schließen ließen, zu sehen waren.

Die Situation änderte sich allerdings grundsätzlich, als bei dem oben erwähnten Besuch im Jahre 1987 der Fund eines offenbar erst kürzlich freigelegten Aufschlusses gelang: Etwa in der Mitte der nordwestlichen Steinbruchwand fand sich eine geringmächtige nicht einmal zur Gänze sichtbare Auflagerung von roten, örtlich auch grünen, etwas mergeligen Schiefertönen auf Aptychenkalken der Klippe!

Die zumeist recht gut erhaltene Mikrofauna, die allerdings nicht sehr reich ist, besitzt einen größeren Anteil an Kalkschalern: Als Seltenheiten *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER) und *Anomalina lorneiana trocoidea* GAND; sonst Lenticulinen, Gyroidinen (*G. glabra* FUCHS), *Astacolus varians* BORNEM., *A. cf. minuta* BORNEM., *Lagena apiculata* RSS., Gavelinellen, *Conorboides glabra* FUCHS, *Dentalina* sp., *Quadriformina allomorphinoides* (RSS.), *Clavulinoidea gaultina* (MOROSOVA), *Dorothia alexanderi* CUSHM., *Hormosina ovulum* GRZYB., ganz selten Psammosiphonellen und Radiolarien. Nach Gestein und Fauna handelt es sich um Mittelkreide.

Diese Fauna erinnert ein wenig an die in S. PREY (1985) beschriebenen Faunen von der Grenze Klippe/Klippenhülle beim Faniteum im St. Veiter Klippenraum, was man als Unterstützung der jetzigen Deutung als St. Veiter Klippe nehmen kann.

Dazu wäre noch zu sagen, daß das seinerzeit (S. PREY, 1975) als Beweis für eine kalkalpine Herkunft der Klippe beschriebene Unterkreidevorkommen bei dem neuerlichen Besuch überhaupt nicht mehr zu sehen war, weil es von Erde und Vegetation vollständig zugeeckt war. Die Beweislage bezüglich der roten Mittelkreide in der Umgebung der Klippe war immer schon ein wenig schwach, denn die rotgefärbten Böden enthalten häufig keine Faunen mehr, es sei denn, es ist ein gewisser Teil von Schiefertonsplitterchen darin enthalten. Eine solche Probe wurde östlich vom Gasthaus Schießstätte am Sträßchen nach Mauer in einer Aufgrabung gewonnen. Sie ist Oberalb-Untercenoman mit einer Sandschalerfauna mit u.a. *Uvigerinammina jankoi* MAJZON, *Reophax minuta* TAPPAN, *Recurvoiden*, *Dendrophryen* u.a., dazu selten Hedbergellen und ?Rotaliporen – eine Fauna, die durchaus in den Rahmen der roten Mittelkreide paßt. Übrigens war Nannoplankton aus den umgebenden Sulzer Schichten umgelagert. Sulzer Schichten (S. PREY, 1987) sind in der Umgebung der Klippe weit verbreitet. Zur Ergänzung: Jetzt kann man die von F. TRAUTH (1930) in der Kartenskizze eingezeichneten roten Schichten sowie wahrscheinlich auch die von H. KÜPPER (1968) an der Straße nach Mauer beschriebenen Mittelkreideschichten der St. Veiter Klippenzone zuzählen.

Da auch in der Sulzer Klippenzone obercretacische Sulzer Schichten und Schollen von St. Veiter Klippenzone miteinander vorkommen, ist das ganze

Vorkommen als Sulzer Klippenzone zu definieren. Die Beweislage hat sich also deutlich zur Auffassung geändert, daß die Klippe der Antonshöhe zur St. Veiter Klippenzone gehört, die im Rahmen der Sulzer Klippenzone auftritt.

Zur Abrundung sei noch kurz rekapituliert, was in der Publikation S. PREY (1987) über die Sulzer Schichten der Umgebung der Klippe der Antonshöhe gesagt wurde. Die spärlich aufgeschlossenen Gesteine sind graue, bräunlich- bis gelblichgraue, spurenweise violette weiche feinsandige Mergel, geschichtete, feinkörnige, z.T. flyschartige Sandsteine mit Glimmerblättchen, sandigere Partien in den Mergeln, glimmerige Mürbsandsteine und gelegentlich auch grobe Sandsteine. H. KÜPPER (1968) nennt auch Schwermineralanalysen von G. WOLETZ: viel Zirkon, daneben Rutil, Turmalin, Apatit, merklicher Chromitgehalt. Die armen Mikrofaunen enthalten bemerkenswerterweise sehr spärlich *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BOLLI, *Gümbelina* sp., und *Pseudotextularia elegans* RZEHAKE neben wenigen anderen Formen. Wertvoll sind hingegen die Nannofloren (H. STRADNER), die hier aus mehreren Proben zusammengefaßt sind: *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Broinsonia parca* (STRAD.), *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA (klein), *Micula staurophora* (GARD.), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL., sowie nicht überall *Cretarhabdus anthophorus* (DEFL.), *Cr. crenulatus* BRAML. & MART., *Tetralithus obscurus* DEFL., *T. pyramidus* GARDET, *T. gothicus* DEFL. und *Prediscosphaera cretacea* DEFL. Die Altersanzeige sagt meist Oberkreide (Oberturon – Campan) an.

Die Sulzer Schichten sind hier also auch genügend gesichert. Zu diesen gehört aber auch der Gesteinszug Mittl. Eichberg – südlich Vösendorfer Graben, der innerhalb der St. Veiter Klippenzone liegt.

Leider sind auch in der Gegend von Sulz die Aufschlüsse keineswegs gut genug, um präzise Aussagen über die Verbandsverhältnisse zwischen St. Veiter Klippenzone und Sulzer Klippenzone machen zu können. Folgende Überlegungen dürften aber in dieser Sache Gewicht haben: Die St. Veiter Klippenzone ist durch die Mittelkreide, den Klippenjura und etwas Keuper charakteristisch und gut definierbar. Die Sulzer Schichten sind obercretacisch, speziell Obercampan und mit Klippen von Hauptdolomit, Liasfleckenmergel und etwas Kieselkalk ebenso gut zu definieren; die Klippen stehen den Kalkalpen nahe und haben gerade dort in der Randzone der Kalkalpen eine auffallendere Verbreitung. Wichtig ist vor allem die Feststellung, daß die stark sandigen und nur gelegentlich flyschartigen Sulzer Schichten von den im Lainzer Tiergarten sich mit den St. Veiter Klippenserien stratigraphisch verknüpften Kahlenberger Schichten vom Typus der Zementmergelserie so sehr verschieden sind, daß man bei der gegebenen ungefähren Gleichaltrigkeit nur auf weit entfernte Ablagerungsräume schließen muß. Das ist eben vorauszusetzen, wenn man die Sulzer Schichten als dem Kalkalpenraum nahestehende und daher südlich des Penninikums beheimatete Gesteine betrachtet, den Flysch jedoch als in einem nordpenninischen Raum abgelagert definiert. Darum ist nur an eine tektonische Zusammenführung von Sulzer und St. Veiter Klippenzone zu denken, die im Alttertiär stattgefunden hat, als die Kalkalpen von Süden her auf dem Rücken des mittelostalpinen Kristallins über das Penninikum gewandert waren und dann weiter über Flysch und Helvetikum s.l. überschoben wurden.

Eingleitungen sind somit auszuschließen. Etwas derartiges war nur innerhalb des Flyschtroges möglich, wo Partien von im Süden früher aufsteigender St. Veiter Klippenzone gelegentlich in den Ablagerungsraum der (eozänen) Laaberschichten eingeleiten konnten; Beispiel: Pikrit mit tuffhaltiger roter Mittelkreide in Laaber Schichten beim Kummerer NW Gerichtsberg.

Literatur

- KÜPPER, H.: Wien. – Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Wien 1968.
- PREY, S.: Die Flyschzone des Wienerwaldes. – In: Der Wienerwald, Sammlung geol. Führer, 59, 1–52, Berlin – Stuttgart (Gebr. Borntraeger) 1974.
- PREY, S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1–25, Wien 1975.
- PREY, S.: Die Flyschzone zwischen dem Traisental und der Donau. – In: Der geologische Aufbau Österreichs, 210–215, Wien – New York (Springer Verlag) 1980.
- PREY, S.: Beobachtungen über die Klippenhülle im Gelände des Faniteums (Wien XIII. Bezirk) in der St. Veiter Klippenzone. – Jb. Geol. B.-A., 128, 217–218, Wien 1985.
- PREY, S.: Probleme am Flysch-Kalkalpenrand mit besonderer Berücksichtigung der Klippenzone von Sulz im Wienerwald. – Jb. Geol. B.-A., 129, 621–629, Wien 1987.
- TRAUTH, F.: Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. – Mitt. Geol. Ges., 31, Wien 1930.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 24. Oktober 1991.

Buchbesprechungen

BLUME, H.: Das Relief der Erde. – IV + 140 S., 252 Abb., davon 217 Farbfotos, Stuttgart (Ferdinand Enke) 1991.
21×27 cm, gebunden, DM 98.–
ISBN 3-432-99241-6.

Dieser Bildatlas bietet mit seiner Übersicht über den vielfältigen Formenschatz der Erdoberfläche und dessen Genese eine sehr gute Einführung in die Geomorphologie. Der in elf Kapitel (bis hin zu anthropogen bedingten Formen) gegliederte Inhalt bietet jeweils eine knappe, übersichtliche textliche Darstellung der jeweiligen morphologischen Phänomene und ihre genetische Interpretation, wobei besonders die klaren und prägnanten Begriffsdefinitionen dankbar zur Kenntnis genommen werden. Vereinzelt stellen sich – durch zu grobe Schematisierung – aus nachbarwissenschaftlicher Sicht Unrichtigkeiten ein (z.B. Faltenstrukturen – auf geschichtete Gesteine beschränkt), die aber auf terminologische Feinheiten beschränkt bleiben. Jedes Kapitel wird durch reiches, weltweit rekrutiertes Bildmaterial (insgesamt 252 Abbildungen, davon 217 Farbfotos) mit gutem jeweiligem Erläuterungstext ergänzt, das die einzelne Form typisch und eindeutig sowie auch qualitativ einwandfrei erkennen läßt.

Insgesamt ist das Buch für geomorphologisch Interessierte als Einführung, aber auch als Nachschlagewerk zur kurzen und schnellen Information bestens zu empfehlen, wenn auch der Preis (DM 98.–) der Einfügung in private Bibliotheken vermutlich dämpfend entgegenstehen wird.

JULIAN PISTOTNIK

DACHROTH, W.E.: Baugeologie in der Praxis: Eine geowissenschaftliche Anleitung für Geowissenschaftler. – 531 S., 278 Abb., Berlin (Springer) 1990.
DM 78.–
ISBN 3-540-51267-5.

Der Autor des Werkes hat es sich zum Ziel gesetzt, dem Geologen einen Einblick in die Planung und Bauausführung soweit zu geben, daß er zeitgerecht dem planenden und bauausführenden Ingenieur die notwendigen Hinweise aus den geologischen Gegebenheiten geben kann. Es ist für den Geologen wichtig zu wissen, wie die von ihm angegebenen Kenngrößen Auswirkungen bzw. Einflüsse auf die technischen Berechnungsbereiche haben werden.

Das vorliegende Fachbuch ist gedacht als eine ingenieurtechnische Anleitung für Baugeologen. Es ist ein gutes Nachschlagewerk und behandelt die wichtigsten Bauaufgaben und Baumethoden des Erd- und Grundbaues. Die Darstellung ist auch für den Nichttechniker (Geologen) einfach und verständlich. Es werden folgende Themengruppen behandelt: Gründung von Bauwerken, Baugruben und Gräben, Sicherung von Hängen und Böschungen, Straßenbau, Tunnelbau, Wasserbau und Abfallentsorgung sowie Deponietechnik.

Der Geologe wird an Hand von aus der Praxis übernommenen Beispielen über wichtige bautechnische angewandte Methoden informiert und zwar in Form von bildlichen Darstellungen

sowie Berechnungsformeln. Diese Beispiele beziehen sich auf Praxisfälle der BRD.

Auch entsprechende Hinweise auf gültige Normen werden angeführt. Es sind in einigen Kapiteln diverse wichtige technische Baubegriffe und tabellarische Richtwerte der Entwurfselemente angeführt, z. B. im Kapitel 4.1. Planung und Anlage von Straßen.

Die Gestaltung des Buches wird durch ein Schriftenverzeichnis zu jedem Kapitel ergänzt. Ein Stichwortverzeichnis erweitert die Nachschlagemöglichkeit.

Dieses Buch sollte Baugeologen als wichtige technische Informationsquelle für deren Arbeit und Gutachtertätigkeit empfohlen werden.

Selbstverständlich wäre auch für Studenten dieser Fachrichtung das Werk eine technisch fundierte Unterstützung beim Studium.

BARBARA VECER

DE SILVA, S.L. & FRANCIS, P.W.: Volcanoes of the Central Andes. – VIII + 216 S., 219 Fig., 90 in Farbe, 22 Tab., Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo – Hong Kong (Springer) 1991.
Hardcover, DM 138.–
ISBN 3-540-53706-6.
ISBN 0-387-53706-6.

Das reich an hervorragenden Abbildungen illustrierte Buch ist eine beispielhafte Dokumentation über Vulkane der Zentralanden. Eine detaillierte Beschreibung der 44 wichtigsten holozänen aktiven Vulkane bildet den Rahmen des Buches. Dem Leser wird sowohl die gesamte geographische und morphologische Situation, als auch die Art, die Vorkommen ähnlichen Typs und die Entwicklung im Laufe der Zeitgeschichte präsentiert. Darüber hinaus enthält das Werk eine detaillierte Übersicht der geochemischen Analysen und der Petrographie der Gesteine.

Eine wertvolle Unterstützung zur Illustration der Entwicklung der Vulkane bilden falschfarbene Satellitenfotos, Karten und Luftbilder.

In einem eigenen Kapitel sind die großen silikatreichen Vulkanprovinzen in den Zentralanden behandelt. Auch dieser Teil des Buches ist reich illustriert mit eindrucksvollen Farbbildern und wertvollen Übersichtsskizzen. Beide Abschnitte des Buches, sowohl die Einzeldarstellung, als auch das Kapitel der SiO₂-reichen Provinzen enthalten ein umfangreiches Literaturverzeichnis. Eine Übersicht und zwei Anhänge und ein Stichwortverzeichnis runden das gesamte Werk ab. Vor allem die statistische Bearbeitung des gesamten Gebietes bildet einen wertvollen Überblick. Auf Grund des systematischen Aufbaues, der sehr eindrucksvollen Bilder und dem reichen Literatur- und Stichwortverzeichnis ist dieses Buch sowohl für den Spezialisten als auch für den Geowissenschaftler anderer Sparten sehr empfehlenswert.

AXEL NOWOTNY

EISBACHER, G.H.: Einführung in die Tektonik. – 310 S., 393 Abb., Stuttgart (Enke) 1991. Kartoniert, DM 68.– ISBN 3-432-99251-3.

Das Fachgebiet der Tektonik hat in den vergangenen Jahrzehnten durch eine engere Vernetzung der Geowissenschaften eine rasante Entwicklung vor allem in Richtung zur Quantifizierung tektonischer Vorgänge erlebt und dabei wesentliche Impulse vorwiegend im angelsächsischen Raum erhalten. Das Bemühen des Autors um eine systematische, interdisziplinäre Behandlung dieses komplexen Fachgebietes ist zu einer klar gegliederten Übersicht geglückt, die außerdem noch in deutscher Sprache transportiert wird. Als spezielles Service für jene, die tiefer in die vorwiegend angelsächsische Literatur diverser Spezialgebiete eindringen wollen, sind den zahlreichen wichtigen Fachausdrücken die entsprechenden englischen Vokabeln dazugesetzt. Der Text ist mit zahlreichen, anschaulichen Diagrammen, Strichzeichnungen und Photo-Repros ausgestattet.

Teil 1 (Strukturgeologie) behandelt auf der Basis des experimentell bestimmten Festigkeitsverhaltens der natürlichen Gesteine die Hauptformen der spröden und duktilen Verformung, dazu auch einiges über Mikromechanismen der Deformation.

Teil 2 (Geodynamik) widmet sich den Grundlagen und den regionalen Erscheinungsformen der Plattentektonik.

ALOIS MATURA

HEIM, D.: Tone und Tonminerale. – X + 157 S., 31 Abb., 9 Tab., Stuttgart (Enke) 1990. 15,5×23 cm, kartoniert, DM 49.– ISBN 3-432-98741-2.

Das vorliegende Buch bietet in übersichtlicher und – trotz des komplexen Themas – auch für fachlich Fernerstehende verständlicher Weise einen ausgezeichneten Überblick über den aktuellen Kenntnisstand in dieser nicht nur akademisch-systematisch, sondern auch für den angewandt-erdwissenschaftlichen Bereich wichtigen Mineralgruppe. In den einleitenden Kapiteln werden Verbreitung, Genese und Bildungsbedingungen der Tone insgesamt sowie Prinzipien und Systematik der Tonmineralstrukturen prägnant erläutert. Im folgenden Kapitel zur Speziellen Tonmineralogie wird für die einzelnen Minerale nicht nur auf chemische und mineralogische Faktoren und Eigenschaften, sondern auch auf jeweilige Genese, Vorkommen, Bildungsbedingungen und Umwandlungen ausführlich eingegangen. Das Kapitel über Spezielle Eigenschaften der silicatischen Tone, das u.a. Ionenaustausch, Quell- und Fließverhalten behandelt, leitet dann über zu einer knappen Darstellung von Funktion und Einsatz der Tone in einer anthropogen veränderten Umwelt. Wertvolle Hinweise und Tips – zumindest für Nicht-Routiniers – sind dem abschließenden Kapitel zur mineralogischen Untersuchung von Tongesteinen zu entnehmen.

Insgesamt ist dieses kurze, aber alles Wesentliche übersichtlich enthaltende Lehrbuch allgemein zu empfehlen und wird sicherlich von allen, die sich mit Fragen der Tonmineralogie konfrontiert sehen, gerne und dankbar akzeptiert werden.

JULIAN PISTOTNIK

HSÜ, K.J. & BRIEGEL, U.: Geologie der Schweiz. – 219 S., Basel (Birkhäuser). Gebunden, SFr 48.–, DM 58.– ISBN 3-7643-2579-8.

Der Untertitel des Buches – Ein Lehrbuch für den Einstieg, und eine Auseinandersetzung mit den Experten – weist bereits auf eine zu reduzierende Erwartung gegenüber dem Haupttitel hin. Der Text liefert keine regionale Beschreibung der Schweizer Geologie, sondern behandelt entlang einem Profil vom Jura im NW bis in die Gegend des Bergell im SE die einzelnen tektonischen Einheiten (allerdings in leider sehr unausgewogener Weise) bezüglich ihrer Erforschungsgeschichte, Stratigraphie und Lithologie, angereichert mit aktuo-geologischen Vergleichen und Modellen, sowie vor allem den jeweiligen tektonischen Werdegang. Im Schlußkapitel wird zusammenfassend nochmals ein synthetischer Überblick der geologischen Entwicklung der Schweiz nach plattentektonischen Gesichtspunkten (Drei-Platten-Modell) geboten.

Dem Konzept des Buches entsprechend (und dem eher umfassend klingenden Titel nicht), ist der Text vielleicht für Laien oder eben als Einführung (wie im Vorwort erwähnt, ist es ein Kompendium aus den Vorlesungen eines der Autoren) in das Thema brauchbar, vermag aber weitergehende Ansprüche nicht zu befriedigen. Ärgerlich und störend ist die offenbar fehlende lektorale Überarbeitung, die neben uneinheitlicher Schreibweise der Autorennamen (Kapitalchen nach Belieben, ohne System), falscher Schreibweise von Fachbegriffen (z.B. Paläozän), unrichtigen Sequenzen (z.B. Günz – Riß – Mindel – Würm) eine Unzahl von Fehlern der Rechtschreibung und der Satzstellung (manchmal das Verständnis deutlich erschwerend) bewirkt. Gleiches wie für die textliche Ausgestaltung gilt leider auch für die Abbildungen, deren Qualität ihre Lesbarkeit – manchmal entscheidend – mindert. Dazu macht der oft unterschiedliche Verkleinerungsfaktor von Karte und Legende die Interpretation von Schraffensignaturen häufig zu einer für ein Fachbuch völlig überflüssigen Rätselrallye, welcher Effekt ebenso durch verschiedene Buchstabensignaturen in Karte und Legende erfolgreich erzielt wird. Der Mangel des Fehlens von Photos aus gerade einem an geologisch eindrucksvollen Landschaften so reichen Gebiet sei schließlich nur noch als Detail am Rande erwähnt.

Angesichts der vielen Schwächen des Buches kann man dafür keine allgemeine Empfehlung aussprechen, außer vielleicht für einschlägige Studienanfänger als Einführungsliteratur. Doch (auch) diese Zielgruppe wird vermutlich durch den sehr generös festgelegten Verkaufspreis eher abgeschreckt werden.

JULIAN PISTOTNIK