

MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der
Geologie- und Bergbaustudenten
in Österreich



36. Band

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	36	Wien, 1990
---------------------------------------	----	------------

VORSTAND FÜR DAS JAHR 1989/90

Obmann:	R. HOLNSTEINER
Vize-Obmann:	W. MÜLLER
1. Kassier:	M. JARNIK
2. Kassier:	G. FRIK
Rechnungsprüfer:	Dr. W. PAVLIK
Schriftführer:	M. MOSER

SCHRIFTFÜHRUNG:

M. JARNIK & M. JUNG
(Institut für Geologie, Universität Wien)

BEIRAT:

Doz. Dr. R. LEIN

ZEICHNER:

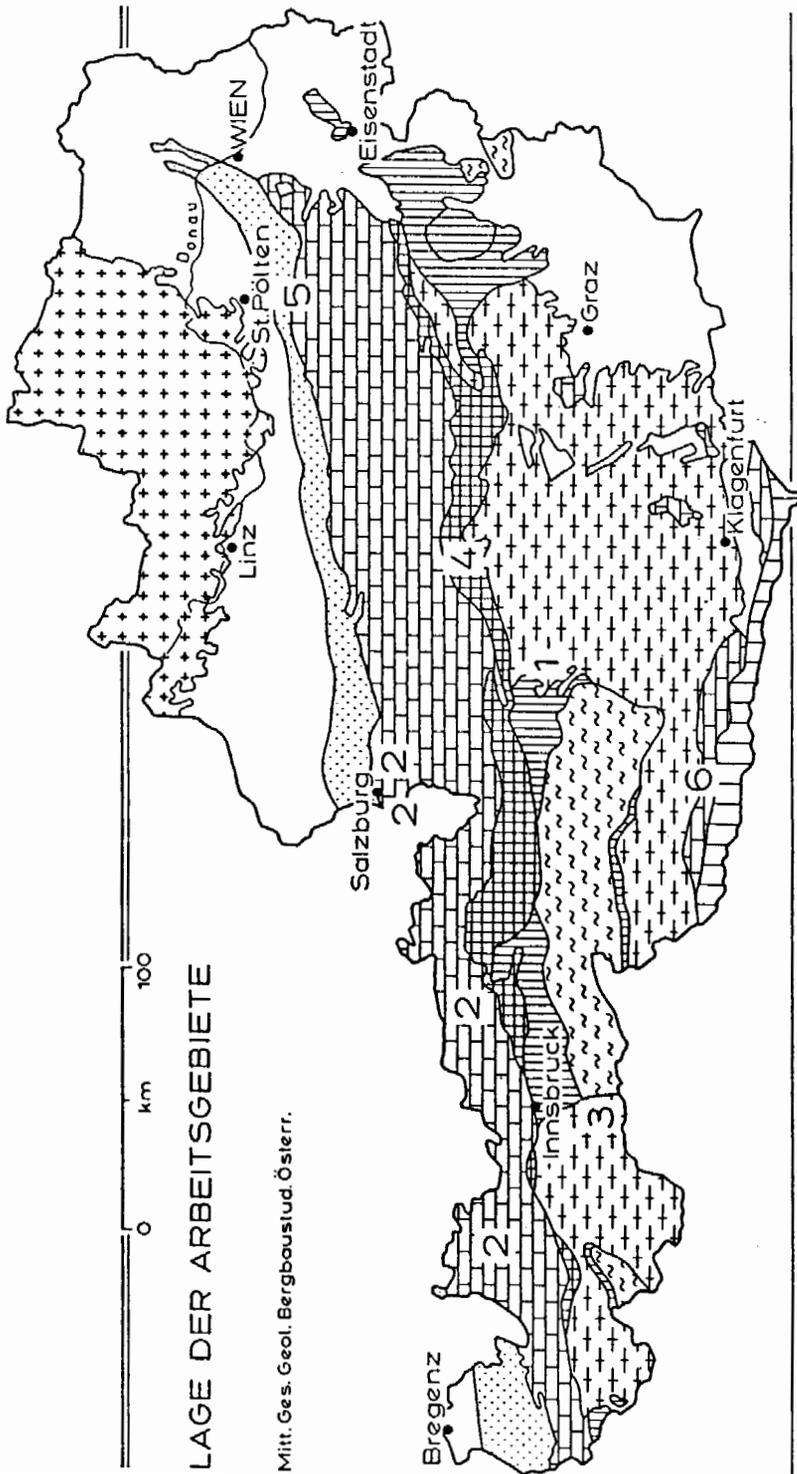
Leo LEITNER

Alle Rechte vorbehalten.

Die Artikel stellen die Auffassungen der Autoren selbst dar.
Für Inhalt und Form sind die Verfasser verantwortlich.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger:
Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich,
am Institut für Geologie der Universität Wien,
Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien.

Druck: Offsetdruckerei Anton Riegelnik
Piaristengasse 19, A-1080 Wien



LAGE DER ARBEITSGEBIETE

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

Wir danken den Förderern und Spendern dieses Bandes

Dr. K. AUGUSTIN-GYURITS
 Dr. A. BERNHAUSER
 DDr. H. BERTLE
 Dr. H. BRANDECKER
 Dr. F. BRIX
 Prof. Dr. E. CLAR
 Prof. Dr. Ch. EXNER
 Prof. Dr. P. FAUPL
 Dr. H. FISCHER
 Prof. Dr. W. FRISCH
 Dr. W. FÜRLINGER
 Prof. Dr. G. GRAF
 Dr. K. GÖTZINGER
 Prof. Dr. J. G. HADITSCH
 Doz. Dr. H. HÄUSLER
 Dr. H. HALBMEYER
 Dr. W. HAMILTON
 Dr. M. HEINRICH
 Dr. K. HÖSCH
 Prof. Dr. G. HORNINGER
 Doz. Dr. D. VAN HUSEN
 Hofrat Prof. Dr. F. KAHLER
 Prof. Dr. G. KLEINSCHMIDT
 Dr. B. KNELL

Dr. N. KREUTZER
 Prof. Dr. H. KRUMM
 Dr. K. LIEGLER
 Dr. H. LOBITZER
 Prof. Dr. F. MAKOVEC
 Dr. H. PEER
 Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK
 Dr. H. PIRKL
 Dr. H. POISEL
 Dr. F. RÖGL
 Dr. W. SCHNABEL
 Doz. Dr. J. M. SCHRAMM
 Prof. Dr. B. SCHWAIGHOFER
 Prof. Dr. G. SPAUN
 Prof. Dr. H. STOWASSER
 Dr. F. THIEDIG
 Doz. Dr. M. THÖNI
 Dr. F. X. TRAUB
 Prof. Dr. N. VAVRA
 Dr. W. S. VOGLER
 Prof. Dr. F. WEBER
 Dr. G. WESSELY
 Hofrat Prof. Dipl. Ing. Dr. P. WIEDEN
 Dr. F. WURM

Unser Dank gilt ebenso den hier nicht namentlich angeführten Spendern.

INHALTSVERZEICHNIS

1.	CH. EXNER Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus	1
2.	O. LEISS Sedimentationsgeschehen und Biofazies innerhalb der Nördlichen Kalkalpen während der kretazischen Orogenese (Schwerpunkt: Gosau-Formation – Coniac/Santon)	39
3.	K. KRAINER Ein Beitrag zum Oberkarbon der Steinacher Decke („Karbon des Nößlacher Joches“, Tirol)	87
4.	F. OTTNER Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des War- schenecks (O.Ö.)	101
5.	M. WAGREICH & F. SCHLAGINTWEIT Urgonkalkgerölle aus den Konglomeraten der Lilienfelder Gosau (Oberkreide; NÖ Kalkalpen)	147
6.	J. BLAU & Th. SCHMIDT Weitere Beobachtungen in den Liasfleckenmergeln der Stadelwiese (östliche Lienzer Dolomiten, Kärnten)	169
7.	Zusammenfassungen der bis Ende des Kalenderjahres 1989 approbierten Dip- lomarbeiten und Dissertationen am Institut für Geologie der Univ. Wien . . .	179
8.	Buchbesprechungen	195
9.	Veranstaltungen	211
10.	Hinweise für Autoren	213
11.	Bisher erschienene Bände	217



Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus

von

Christof EXNER

Mit geologischer Karte 1 : 25.000 (2 Teile)
und mit 3 Abbildungen

Anschrift des Verfassers:

Univ.-Prof. Dr. Christof Exner
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7
A-1010 Wien

Inhalt

Zusammenfassung	2
Abstract	3
1. Vorwort	3
2. Landschaft und „Tauernfenster“	5
3. Erforschungsgeschichte	6
4. Tektonische Übersicht	7
5. Penninische Decken	10
5.1. Deckensystem der peripheren Schieferhülle	10
5.2. Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Fuscherphyllit-, Matreizeone)	15
6. Ostalpine Decken	17
6.1. Radstädter Deckensystem	17
6.1.1. Allgemeines	17
6.1.2. Die Gesteine	21
6.1.2.1. Basement	21
6.1.2.2. Altpaläozoischer Phyllit	22
6.1.2.3. Perm	23
6.1.2.4. Trias	24
6.1.2.5. Jura	25
6.2. Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse	26
6.2.1. Schladminger Gneisdecke	26
6.2.2. Lessacher Phyllonitzone	27
6.2.3. Nock-Kristallin	27
7. Jungtertiär (?)	30
8. Quartär	30
9. Strukturen	32
10. Alter Bergbau, Steinbrüche, Kiesgruben etc.	34
11. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte	35
12. Literatur	36

Zusammenfassung

Die geologische Karte des mittleren Lungaus (Salzburg/Kärnten in Österreich) zeigt die periphere Schieferhülle und Matreier Zone der Hohen Tauern in der NE-Ecke des Tauernfensters. In den Radstädter Tauern (unterostalpine Position) werden besonders die Gneislamellen des Basement mit regressiver alpidischer Metamorphose und der altpaläozoische Phyllit detailliert gegliedert. Die Schladminger Gneisdecke besitzt im Lungau eine Synklinale aus Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith. Das Nock-Kristallin läßt an der Basis eine Zone regressiver Metamorphose (phyllitischer Granatglimmerschiefer) erkennen. Darüber folgt eine Wechsellagerung von Granatglimmerschiefer und Paragneis. Darüber liegt der 1.500 m mächtige Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis).

Abstract

The geological map of the middle part of Lungau (Salzburg/Kärnten in Austria) shows the Peripheric Schieferhülle and the zone of Matrei at the NE-corner of the window of the Hohe Tauern. The Radstädter Tauern have a Lower-Eastalpine tectonic position. Here the gneiss-lamellae of the basement with regressive Alpine metamorphism and the Lower-Paleozoic phyllites were particularly investigated. In the region of Lungau the gneiss-nappe of Schladming comprises a syncline of staurolite-garnet-micaschists. The basis of Nock-Kristallin consists of a big diaphthoritic zone (regressive metamorphism). This is overlain by an alternating succession of garnet-micaschists and paragneisses. At the top a rather monotonous layer of biotite-plagioclase-gneiss (paragneiss of Bundschuh) has a thickness of 1.500 m.

1. Vorwort

Die geologische Karte des mittleren Lungaus im Maßstabe 1:25.000 wurde vom Verfasser in den Jahren 1981 bis 1988 neu aufgenommen. Die topographische Grundlage bildet die Österreichische Karte Nr. 157, Tamsweg (Westteil). Die Aufnahmen wurden als auswärtige Mitarbeit bei der geologischen Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt.

Der Druck der geologischen Karte wurde mit Genehmigung der Direktion der Geologischen Bundesanstalt im Rahmen der wissenschaftlichen Arbeiten des Instituts für Geologie der Universität Wien ermöglicht. Die Karte ist als Vorarbeit für das in Vorbereitung befindliche geologische Kartenblatt Tamsweg 1:50.000 der Geologischen Bundesanstalt anzusehen.

Die Darstellung des Twenger Wandzuges wurde aus der vorzüglichen, stratigraphisch reich gegliederten, geologischen Karte 1:10.000 von Professor TOLLMANN (1961a) übernommen, wobei grob schematisch vorläufig vorgegangen wurde. Das gesamte übrige Gebiet wurde vom Verfasser neu begangen. Wertvolle Hilfe lieferten die den Doktordissertationen der Herren LETOUZE-ZEZULA (1976) und NOWOTNY (1976) zugehörigen geologischen Karten 1:10.000 der Lessacher Phyllonitzone und der Umgebung des Katschberges.

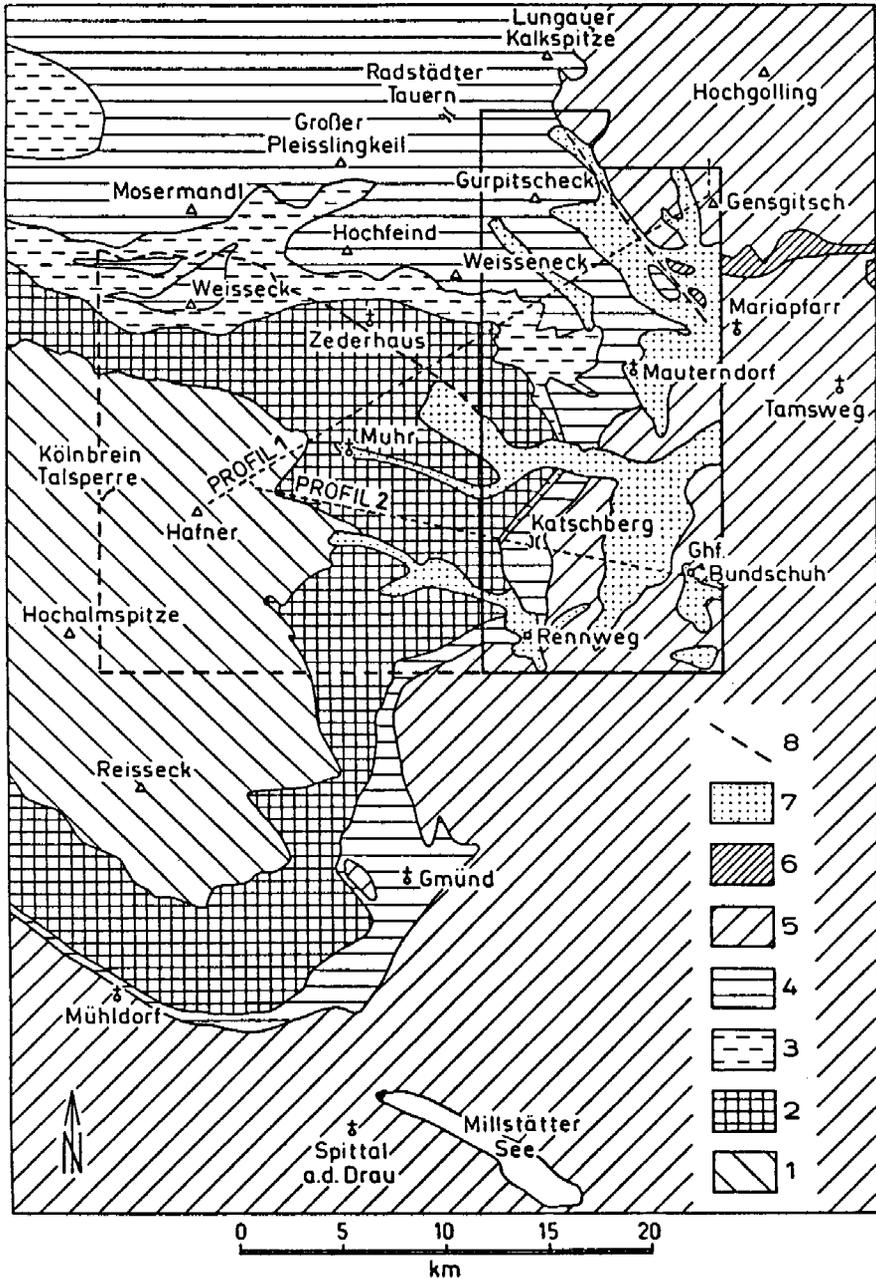
Die vorliegende geologische Karte des mittleren Lungaus schließt unmittelbar an die geologische Karte der Hafnergruppe an (siehe Abb. 1).

Die folgenden Erläuterungen zur geologischen Karte des mittleren Lungaus sind möglichst kurz und übersichtlich gehalten. Sie wollen nicht nur dem Fachgeologen, sondern auch einem weiteren Kreis naturwissenschaftlich und technisch interessierter Kollegen den Einstieg zum Verständnis der geologischen Karte erleichtern.

Die wissenschaftlichen Probleme und die neuen Beobachtungen im Gelände und am petrographischen Arbeitsmikroskop sowie gründliche Bezugnahme auf die bestehende ältere geologische Literatur wurden recht ausführlich in der umfangreichen Monographie: „Geologie des mittleren Lungaus“ (EXNER 1989) behandelt.

Der Dank des Verfassers gilt zahlreichen Kollegen für ihre Anregungen und besonders unserem Mitarbeiter, Herrn Lektor L. LEITNER für die exzellente Arbeit zum Druck der geologischen Karte.

Die Position der geologischen Karten der
HAFNERGRUPPE (links) und des MITTLEREN
LUNGAUS (rechts) am Ostrand des Tauernfensters



2. Landschaft und „Tauernfenster“

Die geologische Karte des mittleren Lungaus umfaßt den SE-Teil der Radstädter Tauern mit dem Speiereck- und Gurpitscheck-Kamm, einen Ausläufer der Schladminger Tauern (Gensgitsch), den E-Rand der Hohen Tauern am Katschberg und einen NW-Zipfel der Nockberge (Bundschuhtal). Zwischen diesen Gebirgsgruppen befindet sich die über 1.000 m Seehöhe gelegene Beckenlandschaft des Lungaus mit den Ortschaften Mauterndorf, St. Michael und St. Margarethen. Das früher recht abgelegene Siedlungsgebiet des Lungauer Beckens ist heute durch die um das Jahr 1979 eröffnete Tauernautobahn als N–S-Strecke quer durch den Alpenhauptkamm an die große Welt angeschlossen.

Der Lungau gehört zum Land Salzburg und wird von der Mur entwässert. Ihre Zuflüsse im Kartenbereich erfolgen durch das eigentliche Mur-Quelltal (Murwinkel), das Zederhaustal (mit Autobahn), das Taurachtal mit der Ortschaft Tweng und der Bundesstraße zur Paßhöhe des Radstädter Tauern, das Weißpriachtal (alte Bezeichnung: „Longa“, aus dem wahrscheinlich das Wort „Lungau“ abzuleiten ist), ferner das Lignitz-, Leißnitz- und Bundschuhtal. Die Grenze zwischen den Bundesländern Salzburg (Lungau) und Kärnten (Einzugsbereich des Liesertales) verläuft vom Katschberg (Autobahntunnel und gleichnamiger Paß der Bundesstraße) zu den Nocken (Aineck, Schöngelitzhöhe, Schwarzwand). Die vorliegende geologische Karte beinhaltet somit außer dem mittleren Lungau auch einen kleinen Teil Kärntens mit dem sogenannten Katschtal (Liesertal bei der Ortschaft Rennweg), dem Laußnitzbach und dem Oberlauf des Blareitbaches.

Der Ausdruck „Nock“ gilt für die breiten Bergkuppen der ostalpinen Decke E Katschberg. Morphologisch gehören sie einer wahrscheinlich jungtertiären Altfläche (Nockfläche) an. Sie wurde mittels Flexur (jungtertiäre und quartäre tektonische Störungen) zum Lungauer Becken niedergebogen und steigt am S-Rand der Schladminger Tauern wieder in die Höhe.

Einen markanten Gegensatz zur Nockfläche bilden die wie mit dem Lineal gezogenen, mit 20 bis 40° Neigung nach E fallenden isoklinalen Schieferhänge der Hohen und der Radstädter Tauern. Die Ursache dieses, die Landschaft beherrschenden Phänomens liegt in der geologisch jungen Hebung (Jungtertiär und Quartär) der Hohen Tauern und ihres Randes (Radstädter Tauern).

Die Nockfläche dürfte über die Gipfel der Hohen Tauern bis zu etwa 6 km Seehöhe ansteigen. Durch die junge Hebung gelangt W Katschberg ein tieferes Stockwerk des Alpenbaues an die Gebirgsoberfläche (penninische Decken). Dieses in den Westalpen verbreitete Stockwerk (Namen nach den penninischen Alpen: Monte Rosa, Mat-

Abb. 1: Die Position der geologischen Karte der HAFNERGRUPPE (links) und des MITTLEREN LUNGAUS (rechts) am Ostrand des Tauernfensters.

- 1 = Innere tektonische Zonen des penninischen Tauernfensters
- 2 = Deckensystem der peripheren Schieferhülle
- 3 = Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Fuscher Phyllit, Nordteil der Matreier Zone)
- 4 = Radstädter Deckensystem und Südteil der Matreier Zone
- 5 = Hauptkörper der Ostalpinen Kristallin-Schubmasse und höhere tektonische Zonen
- 6 = Lessacher Phyllonitzzone
- 7 = Quartär. Nur im Bereich der geologischen Karten (Hafnergruppe und Mittlerer Lungau) berücksichtigt
- 8 = Weißpriach-Störung

terhorn etc.) baut u.a. in den Ostalpen die Hohen Tauern und Zillertaler Alpen auf. Sie bilden als „Tauern im allgemeinen“ eine in E–W-Richtung 70 km lange und senkrecht dazu etwa 30 km breite penninische Zone zwischen Katschberg und Brenner. Und diese penninischen Tauern ragen infolge junger Hebung und Erosion aus dem Rahmen des überlagernden höheren Alpenstockwerkes (ostalpine Decken) auf. Man nennt in der Geologie den durch die Abtragung eines höheren Stockwerkes freigelegten und heute an der Gebirgsoberfläche sichtbaren Teil des tieferen Stockwerkes ein „tektonisches Fenster“. Diesbezüglich bilden die Tauern ein solches tektonisches Fenster zwischen Katschberg und Brenner.

Der Begründer dieser Theorie des „Tauernfensters“, welche heute recht allgemein anerkannt wird, ist der Franzose P. TERMIER (1903). Er verglich sehr treffend den Landschaftskörper (E-fallende Isoklinahänge der Tauern W Katschberg) mit einem stolzen sinkenden Schiff, das im eintönigen Wellenmeer der Nockberge untergeht.

Die penninischen Schiefer werden in der NW-Ecke der vorliegenden geologischen Karte von den ebenfalls E einfallenden Dolomitzügen der Radstädter Tauern überlagert (Trias in unterostalpinen Position). Der weithin sichtbare helle Dolomit bildet schroffe Felswände im Bereich um das Taurachtal und im hinteren Weißpriachtal mit Karsterscheinungen. Wechsellagernd mit Quarzit (graugrüne Blockhalden, überzogen von der Landkartenflechte), Kalkmarmor, Gneis und Phyllit stellt dieses Dolomitgebirge (SE-Teil der Radstädter Tauern) ein morphologisch und geologisch abwechslungsreiches Gebiet dar. Seine Schieferflächen versinken gegen E unter die Schladminger Gneisdecke. Diese bildet im Bereich des Weißpriach- und Lignitztales steile Gneis-Felswände.

3. Erforschungsgeschichte

Die Grundlagen wurden im Zuge der ersten geologischen Landesaufnahme der Geologischen Reichsanstalt von STUR (1854) mit den Begriffen und Abgrenzungen von Zentralgneis und Schieferhülle der Hohen Tauern, Altkristallin (Nockgebiet), mit dem Fund von Rundstiel-Crinoiden im Kalkmarmor des Taurachtales und mit der Beschreibung des Mauterndorfer Augen-Granitgneises gelegt. Die zweite geologische Landesaufnahme der Reichsanstalt erbrachte bereits eine von GEYER und VACEK (1893) ausgearbeitete handkolorierte Manuskriptkarte im Maßstab 1:75.000, die mitsamt den Beschreibungen beider Autoren eine Fülle richtiger Beobachtungen enthält. Der Breslauer Professor FRECH (1901) erarbeitete im selben Maßstabe eine feldgeologisch sehr anerkennenswerte geologische Karte und Beschreibung der Radstädter Tauern im Taurachtal mit Ausscheidung älterer Phyllite, Unter-, Mitteltrias und Jura sowie mit der Darstellung und Erkenntnis lokaler tektonischer Überschiebung von älterem Phyllit auf Trias.

Die große Zeit akademischer geologischer Forschung begann mit der Theorie des Tauernfensters im Jahre 1903 (siehe oben!). Die Untersuchungen im vorliegenden Gebiet gingen hauptsächlich von der Universität Wien aus. UHLIG (1908) und KOBER fanden mehrere tektonische Decken im Bereich der Radstädter Tauern. BECKE (1908) untersuchte die Hohen Tauern mit Detailstudien in der Hafnergruppe und am Katschberg. Die petrologischen und tektonischen Ergebnisse machten den vorliegenden Raum zu einem klassischen Gebiet des Deckenbaues der Ostalpen (UHLIG 1909; KOBER 1912, 1922, 1923, 1938, 1955; R. STAUB 1924). Zunächst aus Graz kommend, er-

arbeitete CLAR (1937, 1940) im gegenständlichen Raum der Radstädter Tauern im Einzugsgebiet des Taurachtales wichtige neue stratigraphische (Obertrias, Oberjura) und tektonische Erkenntnisse (geologische Untersuchung des Weißeneck-Speiereck-Kammes und die prinzipielle tektonische Auflösung des Twenger Wandzuges). Als Professor an der Universität Wien bemühte sich CLAR (1953, 1973) um eine detaillierte geologische Neuuntersuchung der gesamten Radstädter Tauern und entwarf wegweisende Modelle zur Tektonik der Ostalpen.

Vor dem 2. Weltkrieg begannen PREY (1938, 1939, 1941) und EXNER (1939) als auswärtige Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt Detailkartierungen auf der alten unzureichenden topographischen Kartenunterlage. Diese Arbeiten wurden durch den Krieg unterbrochen. Auf der vorzüglichen neuen topographischen Österreichischen Karte konnte dann TOLLMANN (seit 1956) meist im Maßstabe 1 : 10.000 mit unerhörtem Fleiß und großem stratigraphischem und tektonischem Erfolg eine Neubearbeitung fast der gesamten Radstädter Tauern vornehmen. Seine Fossilfunde, Fossilbestimmungen, faziellen Vergleiche, Detailstratigraphie, klein- und großtektonischen Beobachtungen haben ihn zum besten Kenner dieses Gebirges gemacht. Die entsprechende Einordnung seiner Detailkarten in den Rahmen des Kartenwerkes der Geologischen Bundesanstalt befindet sich in Ausarbeitung. Für die vorliegende geologische Karte des mittleren Lungaus wurde TOLLMANN's (1961 a) Kartierung des Twenger Wandzuges übernommen und seine Aufnahmsberichte (1961 b, 1962, 1964, 1966), welche den gegenständlichen Abschnitt des Taurachtales betreffen, berücksichtigt.

Ebenfalls auf der neuen topographischen Österreichischen Karte begann THIELE (1960, 1961) im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt mit geologischen Aufnahmen im Katschberg- und Nockgebiet. Dann erfolgten die geologische Neukartierung der Hafnergruppe durch EXNER (ab 1961), sehr sorgfältige geologische Kartierungen der Lessacher Phyllonitzone durch ZEZULA (1976), eine Neubearbeitung des Katschberges (NOWOTNY 1976), vorläufige Zusammenfassungen südlicher Randgebiete (EXNER 1980 a und b) und schließlich die Kartierung und Ausarbeitung der vorliegenden geologischen Karte des mittleren Lungaus (EXNER ab 1981). Das letzte Jahrzehnt brachte auch eine petrologische Studie im gegenständlichen Gebiet des Nock-Kristallins (THEINER 1987), radiometrische Messungen im Taurachtal (SLAPANSKY & FRANK 1987) und geomorphologische Beobachtungen (SCHNEIDER 1988).

4. Tektonische Übersicht

Das Nebenkärtchen auf Teil 1 der geologischen Karte des mittleren Lungaus gibt die geologische Übersicht. Das penninische Tauernfenster (Pennin) bildet das tiefere Stockwerk. Es gliedert sich in das Deckensystem der peripheren Schieferhülle und die darüberlagernde Nordrahmenzone (Matreizone im weiteren Sinne, Fuscherphyllit). Das Pennin bildet eine E-fallende Kuppel, die mittelsteil bis flach unter die ostalpinen Decken des höheren Stockwerkes eintaucht. Die Karte bringt die Randpartie des penninischen Tauernfensters zur Darstellung. Die tieferen tektonischen Einheiten des Pennins findet man in der W anschließenden geologischen Karte der Hafnergruppe.

Über das Pennin wurden während der alpidischen Hauptorogenese (Gebirgsbildung während Kreide und Alttertiär) die ostalpinen Decken aufgeschoben. Sie gliedern sich in (1) den Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse, der den E-Teil des Karten-

bereiches aufbaut, und (2) das Radstädter Deckensystem, das zwischen dem Ostalpinen Hauptkörper und dem Pennin liegt. Es ist im N angeschoppt (mehrere Decken in den Radstädter Tauern) und im S reduziert (Katschberg).

(1) Der Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse besteht aus alten Gneisen und Glimmerschiefern (voralpidisches Basement), welche in den Schladminger Tauern (Schladminger Gneisdecke) und im Nockgebiet (Nock-Kristallin) aufgeschlossen sind. Dazwischen befindet sich im Lungauer Becken eine tektonische Quetschzone, die nach der Ortschaft Lessach bei Tamsweg als „Lessacher Phyllonitzone“ bekannt ist. Neben regressiv metamorphem Basement (Phyllonite) enthält sie auch altpaläozoische Phyllite und Karbonatgesteine, welche in streichender Fortsetzung des Murauer Paläozoikums liegen. Allerdings verhüllen quartäre Sedimente des Lungauer Beckens die tatsächlichen Zusammenhänge. In Abb. 1 sind die großräumigen Flächen quartärer Sedimentbedeckung im Bereich des geologischen Kartenblattes des mittleren Lungaus eingetragen. Die tektonische Übersicht (Nebenkärtchen auf Teil 1 der geologischen Karte) stellt hingegen eine abgedeckte Kartenskizze dar und deutet die unter dem Quartär vermuteten tektonischen Grenzen an.

(2) Das Radstädter Deckensystem besteht aus Gneislamellen des Basements mit fossilführenden altpaläozoischen, fossilereen permischen und fossilführenden mesozoischen Sedimenten. Seine Gesteine bildeten ursprünglich den N-Teil der Ostalpinen Schubmasse, welche über das Pennin von S nach N vorgeglichen ist. Dieser N-Teil formte die Stirne der Ostalpinen Schubmasse und wurde vom nachdrängenden Hauptkörper (Schladminger Gneisdecke und Nock-Kristallin) überschoben. Solchermaßen gelangte der Stirnteil in „unterostalpine Position“. Es bildeten sich dabei die Gleit- und Schleppdecken des Radstädter Systems aus. Die Gesteine erlitten unter der Auflast des Ostalpinen Hauptkörpers eine Metamorphose in Grünschieferfazies (Epimetamorphose). Die Gneislamellen des Basements wurden dabei vorwiegend regressiv metamorph umgeprägt, während die paläo- und mesozoischen Sedimente progressive Metamorphose (Tauernkristallisation wie im Pennin) aufweisen.

Die Grenzen des Radstädter Deckensystems nach unten und oben sind teilweise unscharf. Die Grenze zur penninischen Nordrahmenzone der Hohen Tauern zeigt sedimentogene (Olistholithe bei submarinem Vorgeiten der Ostalpinen Schubmasse im Tauernflysch des Fuscher Phyllits) und tektonische Komplikationen (Schuppenbildung).

Nach oben gehen die Radstädter Decken ohne scharfe Grenze in die Schladminger Gneisdecke über. Beiden gemeinsam ist die Permo-Trias in der Fazies der Radstädter Tauern. Die Lamellen und Teildecken in unterostalpinen Position (Radstädter Deckensystem) weichen nach oben dem weniger gegliederten und sehr mächtigen kristallinen Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse. Die Grenze ist hier eher logistischer Natur und wird längs der jüngeren Weißpriach-Störung, in die auch die Lessacher Phyllonitzone eingezwickelt ist, konstruiert.

Auf die Lessacher Phyllonitzone und auf das Radstädter Deckensystem wurde das Nock-Kristallin als südlicher Teil des Hauptkörpers der Ostalpinen Schubmasse aufgeschoben. Altpaläozoischer Phyllit des Radstädter Deckensystems wird vom Nock-Kristallin überlagert. An der Grenze wurde das Nock-Kristallin regressiv metamorph (phyllitischer Granatglimmerschiefer).

Zur Orientierung sei angefügt, welche höheren tektonischen Einheiten bei guter Fernsicht von den Berggipfeln des mittleren Lungaus wahrnehmbar sind. Sie befinden sich allerdings außerhalb der gegenständlichen geologischen Karte: Im N trägt

der kristalline Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse paläozoische (Grauwackenzone im Ennstal) und mesozoisch-alttertiäre Sedimente (Nördliche Kalkalpen mit Dachstein etc.). Im Nockgebiet lagern SE unserer Karte die mesozoischen Schichten der Innerkrems mit der darüberliegenden Gurktaler Decke dem Basement auf. Und im Drautal findet man S unserer Karte wiederum als Auflage über dem Basement die paläozoischen Schichten der Südlichen Grauwackenzone (Goldeck) und den darüber folgenden mesozoisch-alttertiären Drauzug (Latschur S Spittal/Drau, Dobratsch bei Villach) mit Fortsetzung in den Nordkarawanken.

Zur Einführung in die tatsächlich beobachtbaren, zwischen Berg und Tal sichtbar aufgeschlossenen Lagerungsverhältnisse der Gesteine mögen zwei **charakteristische Profile** dienen (Abb. 2). Sie sind zu Übersichtszwecken schematisiert, überhöht und nicht maßstabgetreu.

Profil 1 zwischen Hafnergruppe und Gensgitsch zeigt wie die einzelnen geologischen Zonen von den Tälern der tief eingeschnittenen Mur-Zuflüsse geschnitten werden. Links (WSW) lagert die Permo-Trias der Silberekserie mit stratigraphischer Winkeldiskordanz transgressiv auf dem variszischen Granitgneis des Rotgülden-Zentralgneis-Kernes und trägt Bündnerschiefer, die nach unten an Mächtigkeit zunehmen. Diese werden vom Granitgneis der Mureckgneisdecke, welcher von Triaslinen umhüllt ist, überschoben. Darüber setzt das Deckensystem der peripheren Schieferhülle mit Basement (Storzserie), Murtörlserie, Gneis und Permo-Trias (Schrovinserie) und Bündnerschiefer (Glocknerserie) ein. Darauf folgt der Fuscherphyllit (einschließlich Tauernflysch), der in mehrere Lagen gegliedert ist und der Nordrahmenzone der Hohen Tauern oder Matreier Zone im weiteren Sinne angehört. Das Radstädter Deckensystem beginnt mit einer Schuppenzone und der darüberfolgenden Tauchdecke der Hochfeind-Weiße-neck-Einheit, die im Hangenden Jungschichten (Malm bis ?Kreide) führt. Darüber liegt die Lantschfeldecke, die reduzierte Pleißingdecke, der altpaläozoische Phyllit mit einer stratigraphisch verkehrten Liegendserie und darüber die Weißpriach-Gneislamelle. An der Weißpriach-Störung sind Ausläufer der Lessacher Phyllonitzone eingezwickelt. Darüber baut sich die Schladminger Gneisdecke zunächst mit einem NE fallenden Gneisflügel auf, der dann dem allgemeinen S-Fallen der südlichen Schladminger Tauern weicht. Dazwischen liegen Granatglimmerschiefer.

Profil 2 folgt von der Hafnergruppe dem wasserscheidenden Grenzkamm zwischen Mur- und Liesertal zum Katschberg und durch das Nockgebiet zum Bundschuhthal. Da wir uns hier in der Nähe der Firstlinie des Tauern-Gewölbes befinden, ist das Einfallen der Gesteinsschichten nach E besonders flach (Alpen-Längsprofil). Wiederum erkennt man die diskordante Auflagerung der Permo-Trias der Silberekserie auf dem Zentralgneis, die nach unten an Mächtigkeit zunehmenden Bündnerschiefer dieser Serie und die auflagernde Mureck-Granitgneisdecke. Darüber lagert das Deckensystem der peripheren Schieferhülle. Sein Basement ist hier 1.000 m mächtig. In ihm verläuft größtenteils der Autobahntunnel mit schleifendem Schnitt zum Streichen der Schieferung. Die obersten Partien des Basements (Kareckserie) enthalten Phyllonite und eventuell Altpaläozoikum mit goldführenden Quarzlagergängen des ehemaligen Bergbaues Schellgaden. Es folgen Murtörl-, Schrovin-, Glockner- und Fuscherphyllit-Serie mit reduzierter Mächtigkeit. Das Radstädter Deckensystem ist auf Schollen von Gneis und Trias am Tschaneck und auf den altpaläozoischen Phyllit beschränkt, in dem auch Reste von Gneislamellen stecken. Das Nock-Kristallin besteht aus einer regressiv metamorphen Zone phyllitischen Granatglimmerschiefers und aus auflagerndem „gesun-

dem“ Granatglimmerschiefer, der zunächst mit Paragneis wechsellagert. Dieser erreicht dann in den Quelltäälern des Bundschuhtales 1,5 km Mächtigkeit.

Im folgenden werden die Flächensignaturen der Legende zur geologischen Karte des mittleren Lungaus erläutert. Wir beschreiben die Gesteine und Schichtfolge innerhalb der tektonischen Zonen, jeweils von unten nach oben fortschreitend. Die entsprechenden Ziffern der geologischen Kartenlegende sind dem Text in Klammern beigefügt.

5. Penninische Decken

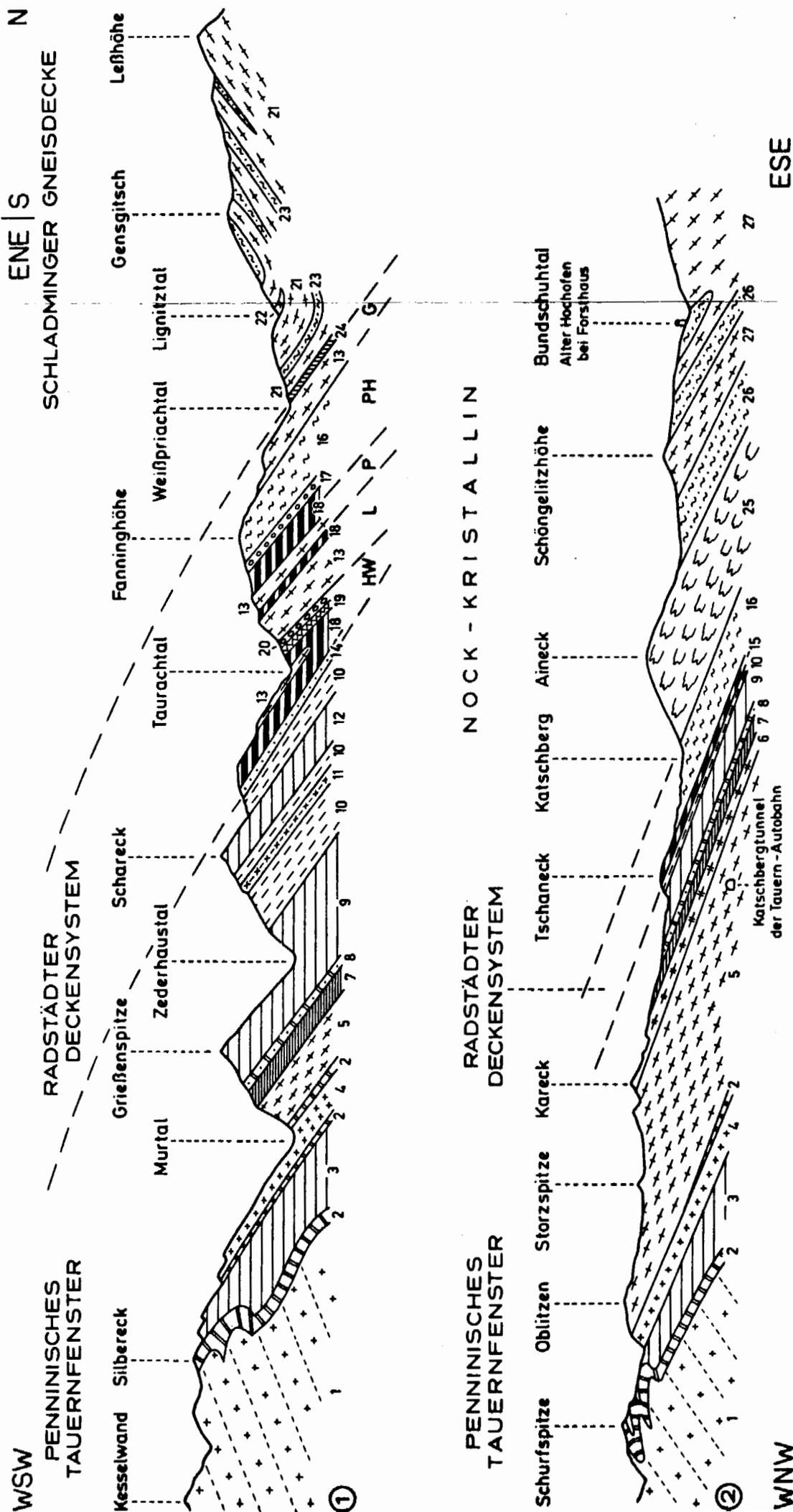
Die tieferen penninischen tektonischen Einheiten gelangten in der anschließenden geologischen Karte der Hafnergruppe zur Darstellung (EXNER 1983). Wir können uns daher hier auf die beiden höchsten penninischen Einheiten (Deckensystem der peripheren Schieferhülle und Nordrahmenzone der Hohen Tauern) beschränken.

5.1. Deckensystem der peripheren Schieferhülle

Dieses kommt halbmondförmig, der E eintauchenden Kuppel des penninischen Tauernfensters entsprechend, am W-Rand des Bereiches der geologischen Karte des mittleren Lungaus zutage.

Das Basement besteht aus metamorphen paläozoischen und älteren Gesteinen, die als Storz- und Kareckserie bezeichnet werden. Sie bilden auf der Karte Halbfenster im Mur- und Liesertal. Es handelt sich um eine Gneisdecke, die von S nach N transportiert wurde. Sie ist durch Trias-Schuppen von der Mureckdecke in der Hafnergruppe geschieden (Abb. 2: Profile 1 und 2). An ihrem Ursprungsort im S bildete sie das „Alte Dach“ von Zentralgranit-Intrusionen. Sie ist daher reich an Migmatiten und granitischen und aplitischen Intrusivkörpern. Die Intrusionsstrukturen wurden während des alpidischen Deckentransportes teilweise verschliffen und die Gesteine epimetamorphosiert mit erhaltenen Formrelikten der ehemaligen Amphibolitfazies (z.B. große Hornblenden, Plagioklase und Kalifeldspate). Der hauptsächlichliche Gesteinsbestand setzt sich aus Paragneis und Bändergneis (82) zusammen, denen Amphibolite (81) eingeschaltet sind. Der Talkschiefer bei Schellgaden (80) im Murtal befindet sich in Fortsetzung des auf Blatt Hafnergruppe am Brandriegel vorkommenden Serpentinits. Die Gesteine der Storzserie sind in ihrem obersten Teil besonders intensiv phyllonitisiert und werden dort als Kareckserie (79) bezeichnet. Die Mobilisate der Phyllonitisation sind die goldhaltigen, kiesführenden Quarz-Lagergänge des ehemaligen Bergbaues Schellgaden, die auch im N-Abschnitt des Autobahntunnels vorzüglich aufgeschlossen waren. Die Phyllonite der Kareckserie nehmen den Charakter epimetamorpher Schiefer und Prasinite an. Es ist nicht ausgeschlossen, daß solche auch teilweise progressiv metamorph aus altpaläozoischen Sedimenten und Vulkaniten hervorgegangen sind.

Die Murtörlserie besteht aus 30 bis 70 m mächtigen Schwarzschiefern und dunklen Albitblastenschiefern (78). Ihr fehlen granitische und aplitische Intrusionen. Ihre Sedimentation erfolgte also erst nach der variszischen Zentralgneis-Intrusion. Es dürfte sich um Jungpaläozoikum (Oberkarbon), eventuell aber auch teilweise um Bündnerschiefer (Jura) handeln. Für ersteres sprechen unscharfe Übergänge im m-Bereich zur



SCHEMATISCHE GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSPROFILE DURCH DEN OSTRAND DES PENNINISCHEN TAUERNFENSTERS IM LUNGAU Ch. Exner 1989

Abb. 2: 1 = Granitgneis und Schollenmigmatit des Rotgülden-Zentralgneis-Kernes der tektonischen Innenzone der Hohen Tauern, 2 = „Permo-Trias“ der Silbereckserie, 3 = Bündnerschiefer, 4 = Granitgneis der Mureckdecke, 5 = Paragneis, Bändergneis und Amphibolit der Storzserie, Deckensystem der peripheren Schieferhülle, 6 = Phyllonit und Schiefer der Kareckserie, 7 = Schwarzschiefer etc. der Murtörserie (Jungpaläozoikum, ?teilweise Bündnerschiefer), 8 = Gneis und „Permo-Trias“ der Schrovinserie, 9 = Bündnerschiefer („Jura bis Unterkreide“) der Glocknerserie: Kalkschiefer, Serpentin, Grünschiefer etc., 10 = Schwarzschiefer, Grünphyllit etc. („Kreide“) des Nördlichen Teiles der Matreier Zone (Nordrahmenzone der Hohen Tauern, Fuscher Phyllit), 11 = Kämpenquarzit, 12 = Schareck-Kalkschiefer, 13 = Gneis, Amphibolit etc. des Radstädter Deckensystems, 14 = Tektonische Schuppenzone im unteren Teil der Weißeneckdecke, 15 = Gneis und Trias am Tschaneck (boudinierter Schollenzug, mit Teilen der Matreier Zone), 16 = Altpaläozoischer Phyllit, 17 = Perm, 18 = Trias, 19 = Hornsteinquarzit (Malm), 20 = Polygene Breccie (Jura bis ?Kreide), 21 = Paragneis, Bändergneis und Amphibolit der Schladminger Gneisdecke, 22 = Augen-Granitgneis, 23 = Granatglimmerschiefer, 24 = Phyllonit und altpaläozoischer Phyllit der Lessacher Phyllonitzone, 25 = Phyllitischer Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins, 26 = Granatglimmerschiefer, 27 = Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis). Tektonische Gliederung des Radstädter Deckensystems: HW = Hochfeind-Weißeneck-Decke, L = Lantschfeld-Decke, P = Pleißing-Decke, PH = Altpaläozoischer Phyllit mit stratigraphisch verkehrter Liegendserie (Perm bis Mitteltrias), G = Weißpriach-Gneislamelle.

Kareckserie und das Fehlen von Permo-Trias längs dieser Grenzfläche. Für letzteres sprechen die großtektonische Position und das zwar seltene, aber doch vorhandene Auftreten von Kalkschiefern des Bündnerschiefer-Typus (77), z. B. am Kalvarienberg N Oberdorf. Die geologische Position ist charakterisiert durch die W-Fortsetzung der Murtörlserie in der mittleren Schwarzphyllitzone der geologischen Karte der Umgebung von Gastein (Hangendes der Flugkopf-Granosyenitgneis-Lamelle, Gebiet Hofgastein und Lafental) sowie längs des Tauern-S-Randes in den Bündnerschiefern unter den Gneislamellen der Lonza (Mölltal) und der Roten Wand—Modereck (Sonnblickgruppe). Kompliziert wird diese Problematik auch noch durch tektonische Verschuppung der Murtörlserie mit Schrovinserie S und N Oberdorf.

Den besten Leithorizont in der Schieferhülle der Hohen Tauern stellt die über der Murtörlserie lagernde Schrovinserie dar. Sie besteht aus Mikroklingneis, Albitblastenschiefer (Fortsetzung der Rote Wand—Modereck-Gneise der Sonnblickgruppe), permischem Arkosegneis und Arkosequarzit (40) als Fortsetzung der Wustkogelserie der Großglocknergruppe und aus den Schichtgliedern der penninischen Trias (Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Kalkmarmor und Dolomit) in tektonischer Position der Seidlwinkeltrias. Im Gebiet der vorliegenden geologischen Karte zieht sie vom Zederhaustal (Autobahn-Anschnitt) und Zickenberg zur S-Seite des Murtales, überquert außerhalb der Karte den Grenzkamm Salzburg/Kärnten (geologische Karte der Hafnergruppe), wird N Oberdorf an der Fallbachstörung verworfen und setzt S Lieser W Pron wiederum ein.

Die grünen (Phengit-führenden) klein- bis mittelkörnigen Mikroklinaugengneise mit alpidischen Turmalin-Pegmatit-Knauern vom Typus Rote Wand—Modereck bauen den Wandzug längs des Lattendorfer Heuweges (S Mur) auf. Das mit diesem Gesteinstypus verbundene, in den Erläuterungen zur Geologie der Sonnblickgruppe behandelte Problem der Genese (?Granit, ?permische Arkose, ?permischer Liparit) erscheint uns vorläufig ungelöst zu sein. Es treten auch wiederum die phengitreichen, bis 8 mm große Albitblasten führenden Schiefer auf (Typus: Modereck in der Sonnblickgruppe), deren Genese ebenfalls fraglich ist (?Albitmetasomatose, ?permische Tuffite etc.). Feldspatführende quarzitisches Gneise und Quarzite dürften aus permischem Arkosesandstein hervorgegangen sein. Die Untertrias besteht aus reinem Phengitquarzit, für den der aus der Ostalpinen Decke stammende Namen: Lantschfeldquarzit auch hier als penninisches Schichtglied Verwendung findet. Mit ihm verknüpft sind Rauhwacke, Kalk- und Dolomitmarmor wahrscheinlich der Mitteltrias. Infolge der tektonischen Verschuppung sind exakte stratigraphische Detailgliederungen der Trias kaum durchführbar. Fossilien fehlen. Der hauptsächlichliche Bestand von penninischen Triasgesteinen (Signaturen 75 bis 72) findet sich im vorliegenden Kartenbereich in der Schrovinserie. Einzelne tektonische Triasschuppen kommen auch zwischen den Bündnerschiefern der Glocknerserie und im Fuscherphyllit vor. Die mächtige Trias des tieferen Tauern-Stockwerkes (Silbereckserie) fehlt im Kartenbereich des mittleren Lungaus.

Die wahrscheinlich dem Lias zuzuteilende **Brennkogelserie** besteht aus Schwarzschiefer, Liasbreccie vom Typus Pfandscharte und Serpentin in tektonischer Position des Brennkogels (Großglocknergruppe). Diese Serie ist im vorliegenden Kartengebiet nur in Spuren zwischen Schrovinserie und Glocknerserie vorhanden. Dazu gehört der Schwarzschiefer bei der Autobahn NE Unterweißburg. Die Liasbreccie vom Typus Pfandscharte (graue Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix) findet sich im Bergsturzblockwerk des Zickenberges, und zwar an der Güterwegböschung in

SH. 1210 m, W Unterweißburg. Serpentin mit Talkschiefer und Strahlsteinfels liegt unmittelbar auf Triasdolomit N und S Oberdorf (Fallbachgraben und Serpentinsteinbruch NW Peitler). In analoger Position finden sich Spuren von Strahlsteinfels am wasserscheidenden Grenzkamm Salzburg/Kärnten am W-Rand der Karte.

Die Glocknerserie besteht aus jurassischen bis teilweise unterkretazischen Bünderschiefern, die sich aus Kalkschiefern (69) mit Lagen von Kalkmarmor und Karbonatquarzit, Schwarzschiefer (71), Quarzit (70) und Lagen basischer Magmatite zusammensetzen. Zu diesen gehören die in Linsenzügen (Boudins) auftretenden Serpentine (68) mit ihren Begleitgesteinen (Talkschiefer, Strahlsteinfels, Ophikalzit) und mehrere langhinstreichende Grünschieferzüge (metamorphe Basaltlaven und Basaltuffe, 67) sowie auch tuffitische Grünphyllite. Die Glocknerserie (benannt nach dem aus diesen Gesteinen aufgebauten Großglockner) wird als Tiefwassersediment des sogenannten südpenninischen Ozeans (Jura bis beginnende Unterkreide) gedeutet, in dem aus dem Erdmantel infolge Zerrungstektonik die basischen Magmatite submarin austraten, sich flächenmäßig ausbreiteten und so eine Wechsellagerung von Kalkschlamm (später zu Kalkschiefer metamorphosiert), Ton (Schwarzschiefer), Sandstein (Quarzit) mit Basaltlagen (Grünschiefer) etc. zustandekam, die alpidisch metamorph wurde (Tauernkristallisation). Die Mächtigkeit der Glocknerserie beträgt im Zederhaustal 1.000 m (tektonische Anschoppung), jedoch am Katschberg und im Liesertal nur 300 m.

Bemerkenswert sind im Bereich des Zederhaustales ein 400 m mächtiger basaler Kalkschieferzug mit wenigen Grünschiefer- und Schwarzschieferzwischenlagen und darüber eine sehr wechselvoll zusammengesetzte Folge, in der Kalkschiefer mit den übrigen Gesteinen der Glocknerserie, die häufig seitlich auskeilen, Liegendfalten und Boudins aufweisen, teils sedimentär verbunden, teils verfaltet und tektonisch verschuppt sind. Im basalen Kalkschieferzug befinden sich die wilden postglazialen Mündungsschluchten des Lanschütz-, Brand-, Weißburger- und Burgstallgrabens sowie der große Steinbruch ENE Unterweißburg. Die wechselvolle obere Gesteinsfolge beinhaltet vor allem die langhinstreichenden Grünschieferzüge, die derzeit vorzüglich frisch an den zahlreichen Güterwegen aufgeschlossen sind und z.B. bei der St. Egid-Kapelle das Murtal erreichen. Die eingangs genannten Serpentinboudins lassen sich in einen tektonisch verschliffenen, nur wenige m mächtigen „unteren Serpentinzug“ (Zallerhütte, Brand- und Weißburgergraben) und in einen bis 80 m mächtigen, in der Landschaft weithin sichtbaren „oberen Serpentinzug“ (Kessler-, Müllner- und Peterbauerhütte) gliedern. An der Grenze zur überlagernden Nordrahmenzone der Hohen Tauern treten Triaslinsen (Pfaffenberg NW St. Michael) auf, die auf eine nicht nur stratigraphische, sondern auch tektonische Abgrenzung schließen lassen.

Die bezüglich der Mächtigkeit stark reduzierte Glocknerserie südlich der Mur zeigt den basalen Kalkschieferzug sehr deutlich zwischen Feichten und Hanslhütte. Die darüber lagernde abwechslungsreiche Gesteinsfolge läßt wenige, aber weithinstreichende Grünschieferzüge (Glashütte, Bärenkogel, Tschaneck, Gantalscharte, Gries, St. Peter) und winzige, zwischenlagernde Triasschollen (Rauhwaacke und Dolomit) erkennen (unterer Klausgraben, S Hanslhütte und bei Steinbruch am Grenzkamm Salzburg/Kärnten). Auch die Dolomitlinse SW St. Peter gehört zu diesen Schollen.

5.2. Norddrahmenzone der Hohen Tauern (Fuscherphyllit-, Matreizone)

Auf der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle lagern bis 700 m mächtige Serizit-Chlorit-Phyllite (Grünphyllit, 65) und untergeordnete Schwarzschiefer (66) als Fortsetzung des Fuscherphyllites der Glocknergruppe und der Oberen Schwarzphyllitzone des Gasteiner Gebietes. Sie werden als unterkretazischer oder jüngerer Bündnerschieferflysch (Tauernflysch) gedeutet. Es handelt sich um die **Matreizone** im weiteren Sinne als Fortsetzung entsprechender Phyllite in der Matreier Zone am S-Rand der Hohen Tauern.

Die Grünphyllite enthalten sandige Lagen (Quarzite, 64), einen Chloritoidquarzit (?unterkretazischen Hornstein, Kämpenköpfln, 63) und polygene Breccie. Charakteristisch sind schollenförmige Einlagerungen von Basement (Gneis) und Permo-Trias des Radstädter Systems (Ostalpine Decke), die teils als Olistholithe (submarine Eingleitung der von S nach N über den Tauernflysch sich vorschiebenden Ostalpinen Decke), teils als tektonische Digitationen dieser heute auflagernden Decke zu deuten sind. Besonders eindrucksvoll gelangten die Schollen (mächtige Dolomitmörper, Anhydrit etc.) und die flache deckenförmige Auflagerung der Radstädter Trias-Berge auf dem Tauernflysch im Profil des Tauerntunnels der Autobahn zur Beobachtung (TOLLMANN, teste DEMMER 1976). Der Tunnel befindet sich in streichender Fortsetzung der Norddrahmenzone der Hohen Tauern, 15 km nordwestlich des W-Randes der geologischen Karte des mittleren Lungaus.

Außerdem enthalten die Phyllite der Norddrahmenzone auch einzelne Züge von Kalkschiefer (z.B. Schareck), Grünschiefer (z.B. Schöneck und Großer Lanschütz) und einen Serpentin (SW Lapernigspitze). Diese Lagen entsprechen petrographisch den Gesteinen der Glocknerserie. Es ist denkbar, daß kalkreiche Sedimentation und basischer Magmatismus mitunter auch noch zur Zeit der Ablagerung des Tauernflysches wirksam waren. Teilweise mag es sich aber auch um sekundäre Verfallung mit der Glocknerserie handeln.

Gebiet N Mur

Die Untergrenze der Matreizone ist unscharf und folgt dem Überhandnehmen der eintönigen Grün- und Schwarzphyllite über der Glocknerserie längs der Linie: Schieferhütte—Großer Lanschützgraben (SH. 1720 m)—Triaslinsen am Pfaffenberg. Darüber baut der Fuscherphyllit (Grün- und Schwarzphyllit) die zum Zederhaus- und Murtal geneigten Almmatten oberhalb der Baumgrenze auf. Nur seltene, einige m mächtige, aber weithin streichende Lagen von Kalk- und Grünschiefer bilden Härtingsbänke.

Darüber lagert der 50 m mächtige **Kämpenquarzit** (63), der in den Felstürmen der Kämpenköpfln infolge sichtbarer Stauchfaltung eine tektonische Anschoppung von 150 m Mächtigkeit erreicht. Er ist längs 4 km langer Strecke vom W-Rand der geologischen Karte bis unter den Kleinen Lanschütz aufgeschlossen. Es handelt sich um Chloritoid-Serizit-Opazit-Quarzit mit sehr feinem Lagenbau und mit Übergängen zu Grünphyllit.

Vom Lantschfeldquarzit unterscheidet sich der Kämpenquarzit eindringlich vor allem durch seinen Reichtum an Opazit und durch seinen Chloritoid. Da der Kämpenquarzit weder Kalzit noch Dolomit führt, hat er nichts mit dem jurassischen Kar-

bonatquarzit der Bündnerschiefer zu tun. Durch das Fehlen von Grobklastika unterscheidet er sich vom flyschartigen Sandstein der Sandstein-Breccien-Zone des Tauern-Nordrahmens im Salzachtal zwischen Taxenbach und Lend. Man kann das Edukt des Kämpenquarzites eventuell als Hornstein im distalen Bereich des unterkretazischen Tauernflysches (Grünphyllites) auffassen. Dem entspräche auch die erwähnte, mitunter unscharfe Grenze zum Grünphyllit.

Über dem Kämpenquarzit stellen sich reichlich Triasschollen aus Rauhwanke, Kalkmarmor und Dolomit (häufig metasomatisch verquarzt und ankeritisch) im Grünphyllit ein, die z.B. spektakulär zwischen den Kämpenköpfeln und dem Großen Lanschütz auftreten. Am W-Rand der geologischen Karte befindet sich in derselben Position zusammen mit Triasschollen die eingangs erwähnte, 20 m mächtige Serpentinlinse (SW Lapernigspitze).

Als eine markante geologische Leitlage folgt darüber der Schareck-Kalkschieferzug. Er zieht vom W-Kartenrand zur prächtigen Pyramide des Scharecks, die er mit 150 m Mächtigkeit aufbaut. Der Kalkschiefer enthält glimmerreiche Kalkmarmorbänke und am Gipfel des Scharecks kalkfreien, anscheinend jurassischen Quarzit (70). Mit abnehmender Mächtigkeit baut der Schareck-Kalkschieferzug dann die zum Taurachtal abfallenden Seitenkämme auf: Schöneck, Großer Lanschütz-NE-Kamm und Großeck-WNW-Kamm. Er erreicht unter den Lanschützen und Speiereck den unmittelbaren Einzugsbereich des Murtales (Fortsetzung der Zallinwand bis Peterbauerhütte N St. Michael). Es ist ein offenes Problem, ob er sich mit dem Kalkschiefer der Oberen Pindlalm verbindet, der sich bis unter die Kämpenköpfeln an der Zederhaustaler Seite erstreckt: ? Enorme Liegendfalte. Scharnier unter Moräne bei Gasthof Hohenrain versteckt.

Der Grünphyllit unter und über dem Schareck-Kalkschieferzug bildet mit diesem zusammen ein Halbfenster im Taurachtal unter dem Radstädter Deckensystem (Graggaberkar, Holzer-, Passeggeralm, Zallingraben, Trogalmkar). Der Grünphyllit reicht sogar an einer Stelle bis an das orographisch linke Ufer der Taurach: Fels an der Bundesstraße S des abgetragenen Hofes Edenbauer. Bei der Straßenerweiterung im Jahre 1987 wurde dieser Fels teilweise weggesprengt.

Auch im Hangenden des Schareck-Kalkschieferzuges treten im Grünphyllit reichlich Trias-Schollen auf (S Lapernigspitze, Graggaberkar, Holzeralm, Gipfelgebiet der beiden Lanschütze, Trogalmkar, Speiereck-SW-Kamm). Bemerkenswert ist die 30 m mächtige **Basement-Scholle** am Verbindungskamm Schareck-Lapernigspitze mit Fortsetzung im Graggaber- und Holzerkar. Es handelt sich um problematischen Phylonit (55), dessen Struktur dafür spricht, daß er infolge regressiver Metamorphose aus Paragneis der Ostalpinen Decke hervorgegangen ist. Es dürfte sich um einen Olistolith handeln. In derselben Position sind analoge Gesteine auch in der Hafnergruppe (dortige Legende: Signatur Nr. 26) vorhanden. Es gibt in diesen obersten Lagen des Grünphyllites auch jurassische Schollen: Polygene Breccie im Holzer- und Trogalmkar sowie solche Breccie in Assoziation mit vermutlichem jurassischem Hornstein am Speiereck-SW-Kamm.

Gebiet S Mur

Die Nordrahmenzone der Hohen Tauern ist hier auf 100 m Mächtigkeit reduziert. Am Tschaneck ist sie nur wenige m mächtig. Zwischen Gantalscharte und Lieser

konnte sie wohl hauptsächlich infolge mangelhafter Aufschlüsse nicht nachgewiesen werden. SW St. Peter setzt sie wieder ein und verbindet sich innerhalb der „Katschbergzone der Umgebung von Gmünd“ mit der Matreier Zone im engeren Sinne im Süden der Hohen Tauern.

Der typische Grünphyllit zieht aus dem Murtal E Glashütte zum Knie der Katschberg-Bundesstraße NW Lärchkogel und am Bärenkogel vorbei zum Tschaneck und Kamm E Gantalscharte. Auch hier treten wiederum Schollen von Basement und Permo-Trias der Ostalpinen Decke auf, die man teils als Olistholithe, teils als tektonische Schuppen deuten kann. Und es gibt auch hier wiederum Lagen von Kalk- und Grünschiefer, die petrographisch den Gesteinen der Glocknerserie entsprechen. Wo die zuletzt Genannten und der Grünphyllit fehlen, befinden wir uns bereits im darüberlagernden Radstädter Deckensystem.

Zu den Trias-Schollen in der Nordrahmenzone gehören Lantschfeldquarzit und 40 m mächtiger Dolomit (E Glashütte, Lärchkogel und Tschaneck-NE-Kamm). Als Basement-Scholle wird der problematische Phyllonit (55) am Tschaneck-NE-Kamm zwischen SH. 1850 und 1990 m gedeutet. Es handelt sich um einen 5 m mächtigen Hellglimmer-Chlorit-Albit-Quarz-Gneis, der wahrscheinlich aus Paragneis der Ostalpinen Decke im Zuge regressiver Metamorphose hervorgegangen ist. Kalk- und Grünschiefer von penninischem Charakter finden sich über den Triasschollen und über der Basement-Scholle im Murtal E Glashütte, ferner an den Güterwegen E Lärchkogel und als weithin sichtbarer, breiter Isoklinalhang der Tschaneck-E-Flanke.

SW St. Peter im Liesertal stellt sich über der Glocknerserie und unter dem Radstädter Deckensystem wiederum 20 m mächtiger Grünphyllit ein. An dessen Basis befindet sich ein 10 m mächtiges tektonisches Mischgestein (Mélange), das aus Rauhwanke, Kalkmarmor, Kalkschiefer und Grünphyllit besteht. Lokalität: SH. 1400 m, nahe der Güterwegkurve im Wildbachgraben an der S-Seite des Wolfsbachtals.

6. Ostalpine Decken

6.1. Radstädter Deckensystem

6.1.1. Allgemeines

Schichtfolge

Wie schon in der tektonischen Übersicht (siehe oben!) erwähnt, besteht die Schichtfolge des Radstädter Deckensystems aus Basement (vorwiegend Gneise, häufig regressiv metamorph, Amphibolite und untergeordnet Glimmerschiefer, ebenfalls meist regressiv metamorph), altpaläozoischem Phyllit mit Lagen fossilführender Karbonatgesteine und aus Permo-Mesozoikum (progressiv metamorph, mit Fossilführung der Mitteltrias, Obertrias und des Jura). Wahrscheinlich reicht die Schichtfolge bis in die Unterkreide (ohne Fossilien). Ob jüngere Schichten vorhanden sind, wie in der Vergangenheit einige Autoren vermuteten, ist ungewiß und gilt heute als unwahrscheinlich. Es wird heute recht allgemein angenommen, daß das Radstädter System bereits während der mittleren Kreide vom Hauptkörper der ostalpinen Decken überschoben wurde (frühalpide Orogenese).

Perm und Untertrias sind in den Radstädter Tauern fossilfrei, doch lithologisch gut kenntlich. Mittel- und Obertrias erreichen einige hundert Meter Mächtigkeit und weisen die detaillierte Gliederung des marinen Kontinentalrandes auf (Tethystrias in ostalpiner Fazies), im Gegensatz zur germanischen Triasfazies, welche für die penninischen Decken des Tauernfensters charakteristisch ist. Im Jura gibt es mit der hochmarinen Entwicklung der Tethys Ähnlichkeiten der Sedimentation (Ton- und Kalkschiefer, Karbonatquarzite, Entwicklung von Breccien etc.) beider Bereiche, die paläogeographisch benachbart waren (südpenninischer Ozean im N-Bereich der Tethys; Radstädter System im südlich anschließenden S-Bereich der Tethys). Es fehlen aber dem Radstädter System die Ultrabasite (Serpentine etc.) und Basalte (Grünschiefer) des ozeanischen Magmatismus der penninischen Bündnerschiefer. Dafür ist der Jura der Radstädter Tauern bedeutend reicher an Fossilien als die penninischen Bündnerschiefer der Hohen Tauern.

Tektonik

Auf die unterostalpine Position des Radstädter Deckensystems wurde bereits eingangs hingewiesen (siehe: Tektonische Übersicht!). Mehrere Teildecken dieses Systems streichen im vorliegenden Kartenbereich im Taurach- und Weißpriachtal NW–SE und fallen mittelsteil nach NE. Siehe: Schematisches Profil Nr. 1 der Abb. 2, das senkrecht zur Haupt-Faltenachse das charakteristische Bewegungsbild einer Tauchdecke (HW) im unteren Teil und einiger abgescherter Einheiten (L, P, PH, G) im oberen Teil wiedergibt.

Nach S nimmt die Mächtigkeit der Teildecken ab. Sie schwenken rund um das Speiereck bei Mauterndorf in die NE–SW Streichrichtung ein, wobei die meisten tektonischen Teilkörper auskeilen. Nur noch die unterste (HW) und eine recht hoch gelegene tektonische Teileinheit (PH) überschreiten mit SE-Fallen den Katschberg und ziehen außerhalb des Kartenbereiches in die Umgebung von Gmünd und Spittal an der Drau. Mit der tektonischen Reduktion von N nach S verringern sich Fossilhalte und Gliederung der mesozoischen Schichten, während die progressive Gesteinsmetamorphose gegen S intensiver wird (Tauernkristallisation, z. B. entpigmentisierter, zuckerkörniger Trias-Dolomitmarmor von Dornbach NNW Gmünd).

Abb. 3 zeigt eine Kartenskizze der tektonischen Teilkörper im vorliegenden Kartengebiet N Mur. Von unten nach oben sind zu unterscheiden:

Hochfeind–Weißeneck-Decke: Namen nach den beiden auf Kartenblatt Muhr (außerhalb unserer Karte) gelegenen Bergen, im folgenden Text kurz als „Weißeneckdecke“ nach dem landschaftlich hervorragenden Dolomitgipfel bezeichnet. Sie besteht im Gebiet unserer Karte aus Basisschuppen ohne scharfe Grenze zur Zone des Fuscherphyllits (z. B. S Lapernigspitze und Schöneck), einer Trias-Tauchfalte mit Kristallin im Antiklinalkern (Großbeck-Gneislamelle, benannt nach dem Großbeck bei Mauterndorf), und dem Jura-Streifen Scharalm (S Tweng)–Laswald (N Mauterndorf), welcher die unmittelbare Fortsetzung der klassischen Jura-Ausbildung beim Fuchssee der Hochfeind-Gebirgsgruppe darstellt. Mit dem Umdrehen der Streichrichtung bildet die Weißeneckdecke an ihrer Basis die geringmächtige Speiereckschuppe im Gipfelgebiet dieses Berges, die aus einem dünnen, petrographisch problematischen Kristallinspan (Speierecklamelle) und darüber aus Trias und Jura besteht. Im Gebiet des Tschanecks (W Katschberg) bilden Gneis (Tschaneck-Gneislamelle) und Trias der tektonisch

KARTENSKIZZE DER TEKTONISCHEN EINHEITEN
DES RADSTÄDTER DECKENSYSTEMS IM
MITTLEREN LUNGAU Ch. Exner 1989

HAUPTKÖRPER DER OSTALPINEN SCHUBMASSE

-  Nock-Kristallin
-  Lessacher Phyllonitzone
-  Schladminger Gneisdecke

RADSTÄDTER DECKENSYSTEM (unterostalip. Position)

-  Permo-Trias der Kalkspitzensynklinale
-  Gneis der Weißprielamelle. KG = erosive Deck-Kappe des Kleinen Gurpitscheck
-  Altpaläozoischer Phyllit
-  Stratigraph-verkehrte Schichtfolge vom Perm bis zur Mitteltrias. M = Moserkopfschuppe
-  Kesselspitzdecke
-  Pleislingdecke
-  Lantschfelddecke
-  Hochteind-Weißeneck-Decke (Kurzbezeichnung: Weißeneckdecke). S = Speiereckschuppe

PENNINISCHE DECKEN

-  Pennin im allgemeinen

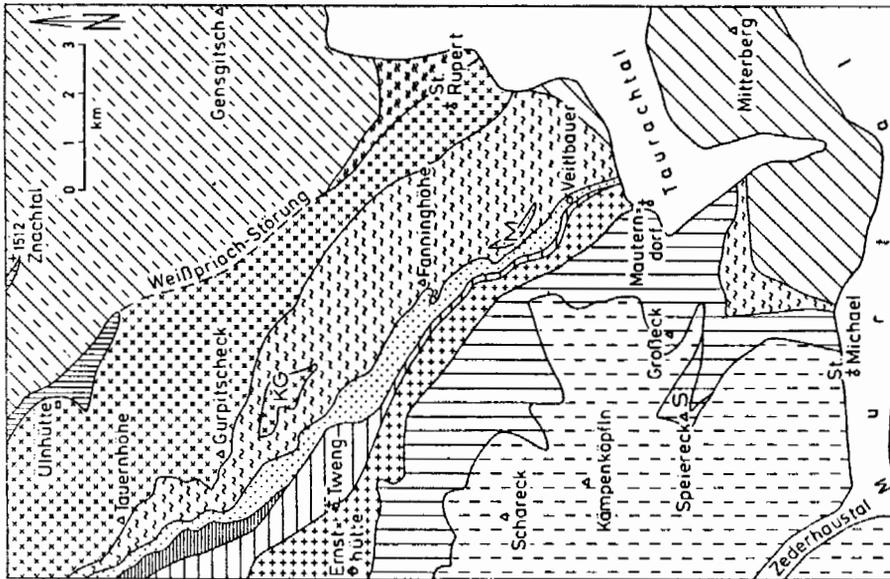


Abb. 3: Das Radstädter Deckensystem im mittleren Lungau.

zerrissenen Weißeneckdecke Schollen (Boudins), die sich ins Liesertal fortsetzen (NNW Saraberg und SW St. Peter).

Lantschfelddecke: Namen nach der breiten Entwicklung in der Lantschfeld-Almregion W unserer Karte. Es handelt sich um eine Gleitdecke, deren Kristallin-Basis (Tweng-Gneislamelle) auf dem Jurastreifen Scharalm – Laswald (siehe oben!) aufliegt und den Triaszug Tennfall – Ambroshütte (NW Tweng) mit der Fortsetzung in tektonischen Linsen (Purn – Mahdlwald – Stampfl) trägt, wobei WNW Veitl auch Jura auftritt.

Pleißingdecke: Namen nach dem Großen Pleißingkeil mit der stratigraphisch prächtig und fossilreich entwickelten Trias- und Jura-Ausbildung im Gebiet des Kartenblattes Muhr. Über einem dünnen Kristallinspan als Basis (Veitl-Gneislamelle: Tennfall – Ortsgebiet Tweng – Purn – Veitl NE Mauterndorf) bildet sie die stratigraphisch von TOLLMANN (1961a) reich gegliederte und tektonisch mit Detailfalten erkannte, im großen und ganzen aufrechte Triasschichtfolge im unteren Teil des Twenger Wandzuges (E-Seite des Taurachtales NW Purn). Der darüber stratigraphisch aufliegende Jura von Scheidberg (SE Tauernpaß, Kartenblatt Muhr) reicht nicht in das Gebiet der geologischen Karte des mittleren Lungaus. SE Purn finden sich nur dünne Triaslinsen, die bei Veitl nach S auskeilen.

Kesselspitzdecke: Namen nach den Kesselspitzen S Tauernpaß (Kartenblatt Muhr). Erforschung durch CLAR (1940) und TOLLMANN (1961a) im gegenständlichen Kartenbereich, und zwar im oberen Teil des Twenger Wandzuges. Hier liegt auf dem Hauptdolomit der Pleißingdecke zunächst der verkehrte Liegendschenkel (Anis), darüber der Antiklinalkern (Lantschfeldquarzit) und darüber die aufrechte Schichtfolge (Anis bis Karn) der NE-vergenten Kesselspitz-Tauchdecke. Sie keilt bei der Hofbauhütte (oberhalb Tweng) nach S aus.

Stratigraphisch verkehrte Schichtfolge vom Perm bis zur Mitteltrias: Über dem Twenger Wandzug (Kesselspitzdecke) streicht diese verkehrte Schichtfolge vom W-Kartenrand zur Purnalm (E Tweng) und setzt dann allerdings mit tektonischen Komplikationen bis zu den Langwiesen (N Mauterndorf) fort. Auf ihr lagert der altpaläozoische Phyllit, mit dem sie lokal verfault (SW Fanninghöhe) und tektonisch verschuppt ist (Moserkopfschuppe N Mauterndorf).

Nördlich der geologischen Karte des mittleren Lungaus verbindet sich die stratigraphisch verkehrte Schichtfolge mit der auf dem Gneis der Weißpriachlamelle transgressiv auflagernden, stratigraphisch aufrechten Triasfolge (W-Schenkel der Kalkspitzsensynklinale). Somit bildet die Weißpriach-Gneislamelle (mitsamt liegendem Altpaläozoikum) eine große Tauchdecke (SLAPANSKY & FRANK 1987).

Altpaläozoischer Phyllit: Der im Liegenden der Weißpriach-Gneislamelle befindliche altpaläozoische Phyllit (Fanningphyllit) gehört stratigraphisch mit dieser verbunden und bildet mit dieser zusammen den Antiklinalkern der soeben genannten Tauchdecke.

ENE Mauterndorf bei den Ortschaften St. Gertrauden, Steindorf, Seitling und Fanning taucht der Fanningphyllit nach SE unter das Nock-Kristallin. Dieselbe Position nimmt der altpaläozoische Phyllit auch im Trogwald (Trogwaldphyllit SW Mauterndorf) und am Katschberg und bis ins Drautal bei Spittal/Drau (Katschbergphyllit) ein. Dieser Phyllit enthält auch Gneislamellen und er scheint eine eher selbständige alpidische tektonische Position innerhalb des Radstädter Deckensystems einzunehmen. Leider sind die Aufschlüsse im Taurachtal S und E Mauterndorf mangelhaft. Daher bleiben die tektonischen Zusammenhänge hier unsicher. Auch eine Verbindung der Les-

sacher Phyllonitzone mit dem Katschbergphyllit wurde vermutet (PREY 1941).

Gneis der Weißpriachlamelle: Namen nach dem Weißpriachtal, wo sie unter die Schladminger Gneisdecke einfällt, von dieser im N durch die Kalkspitzensynklinale, im S durch die Weißpriachstörung mit eingezwicktem Keil der Lessacher Phyllonitzone geschieden.

Permo-Trias der Kalkspitzensynklinale: Namen nach der Steirischen und Lungauer Kalkspitze N unseres Gebietes auf Kartenblatt Schladming. Der aufrechte W-Schenkel der Synklinale besteht aus Untertrias (Lantschfeldquarzit), die sedimentär transgressiv dem Gneis der Weißpriachlamelle auflagert (Perm fehlt an dieser Stelle). Darüber folgt der mitteltriadische Muldenkern. Die Serie verbindet sich N Seekarspitze auf Kartenblatt Radstadt mit der stratigraphisch verkehrt liegenden Schichtfolge (Perm bis Mitteltrias, siehe oben!). Der altpaläozoische Phyllit keilt im Gebiet der Paßhöhe des Radstädter Tauern aus (SLAPANSKY 1987). Er findet sich aber wieder in den NW-Radstädter Tauern, z. B. bei Wagrain.

Der E-Schenkel der Kalkspitzensynklinale liegt über dem mitteltriadischen Muldenkern verkehrt. Er besteht aus Reichenhaller Rauhwacke und Perm (N Ulnhütte). Er gehört zum Liegendschenkel der Schladminger Gneisdecke, welcher weithin nach N auf Kartenblatt Schladming zu verfolgen ist (MATURA 1987).

Somit gibt es eigentlich keine scharfe tektonische Grenzfläche zwischen Radstädter Deckensystem und Schladminger Gneisdecke. Die überfahrene Stirnzone in unterostalpinen Position geht nach oben in den Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse über.

6.1.2. Die Gesteine

6.1.2.1. Basement

Das Basement des Radstädter Deckensystems besteht aus Gneisen, Amphiboliten und untergeordnet Glimmerschiefern eines voralpidischen, teils paläozoischen, teils wahrscheinlich präkambrischen Grundgebirges. Es lag vor der alpidischen Orogenese größtenteils in Amphibolitfazies (metamorpher Starkwirkungsbereich) vor.

Dann erlitt das Basement während der alpidischen Gebirgsbildung mechanische Beanspruchung (Zerschering in tektonische Lamellen) und Umkristallisation unter den Bedingungen der Grünschieferfazies (Schwachwirkungsbereich der Metamorphose, alpine Epizone). Es entstanden dabei vielfach Gesteine mit phyllitischem Habitus, die durch regressive Metamorphose aus ehemaligen Gneisen, Amphiboliten und Glimmerschiefern hervorgegangen sind. Die regressive Metamorphose wurde in der Geologie und Petrologie erstmals entdeckt von den beiden österreichischen Forschern UHLIG (1908) und BECKE 1909 (Autor der Begriffe: rückschreitende Metamorphose und Diaphthorese), und zwar im Bereich unserer geologischen Karte, längs des heute rot markierten Touristensteiges von Tweng zur Oberen Ernsthütte (siehe Abb. 3!) an den Gesteinen der Tweng-Gneislamelle.

Man findet in den regressiv metamorphen Gesteinen Mineralrelikte und Strukturrelikte der alten Gneise, Amphibolite und Glimmerschiefer (z. B. Hornblende, Biotit, Staurolith, Granat, Oligoklas) und alpidische Neubildungen des metamorphen Schwachwirkungsbereiches (z. B. Chlorit, Serizit, Phengit, Chloritoid, Stilpnomelan).

Durch die Zerstörung des alten Mineralbestandes entstanden mylonitische Strukturen und Gesteine mit phyllitischem Aussehen: Phyllitmylonite oder kurz: Phyllonite, wie der österreichische Forscher SANDER (1912) sie bezeichnete, was heute weltweit in der Geologie und Petrologie angewandt wird.

In den schmalen Basement-Lamellen des Radstädter Deckensystems ist die Phyllo-nit-Bildung besonders intensiv (Speiereck-, Tschaneck-, Veitllamelle und Lamellen im Katschbergphyllit). Die mächtigen hingegen wurden nur teilweise phyllonitisiert und lassen örtlich noch gut den alten voralpidischen Mineralbestand erkennen (Großbeck-, Tweng- und Weißpriachlamelle).

Paragneis (glimmerreicher Plagioklasgneis mit Lagenbau, aus tonig-sandigen Sedi-menten hervorgegangen), Bändergneis (rhythmische Abwechslung melano- und leuko-krater Lagen, teilweise von Tuffiten und von Injektionsgesteinen abstammend) und mannigfaltige Migmatite mit den entsprechenden Phylloniten und mit seltenen dün-nen Einlagerungen von Glimmerschiefer und Chlorit-Serizit-Phyllit bilden den Groß-teil des Basements (58). Ihnen sind weithin streichende, bis 100 m mächtige **Amphi-bolitlagen** (54) zwischengeschaltet mit Epidotgneis, Grünschiefer und chloritreichem Schiefer (Herkunft aus basischen Magmatiten, Tuffiten etc.). Granatreicher Paragneis mit Lagen von **Granatglimmerschiefer** (56) findet sich in der Umgebung der Mittel-station des Großbeck-Bergliftes. Eine Lage von Granatglimmerschiefer mit Pseudomor-phen nach Staurolith (47) zieht vom Grat Gurpitscheck – Karnereck ins Weißpriach-tal. Chloritoidquarzit (57) bildet eine Lage in phyllonisiertem Paragneis des Trog-waldes. Dünne Graphitquarzit-Lagen (44) findet man z.B. NW Mauterndorf und N Mittelstation des Großbeck-Bergliftes. Die Speiereck-Gneislamelle läßt keine Stoffre-likte des voralpidischen Altbestandes erkennen, sondern nur Strukturelikte vermuten (Gefüge des ehemaligen Gneises). Sie ist deshalb auf der Karte als problematischer Phyllonit (55) eingetragen.

Orthogneise treten gegenüber den Paragneisen mengenmäßig zurück. Das größte Granitgneis-Vorkommen (51) bildet der altbekannte Augen-Granitgneis von Mauterndorf mit seinen intensiv deformierten, 3,5 cm langen Kalifeldspaten (Mikroclin und Schachbrettalbit). Dieser Granitgneis ist ein wichtiger Bestandteil der Twenglamelle und läßt Injektionszungen (voralpidischer Granitkontakt) im Paragneis des Mahdlwal-des erkennen. Kleinere Vorkommen von Mikroclin-Augengneis befinden sich z. B. in der Weißpriachlamelle (NW Steinkarhöhe) und in der Großbecklamelle (N Litzldorf im Murtal). Ein kleines subansteigendes Vorkommen grobkörnigen Mikroclin-Augengnei-ses förderte der neue Güterweg bei Begöriach (S Mauterndorf) zutage. Eventuell be-deutet es eine Fortsetzung des Mauterndorfer Granitgneises mit Umbiegung in die SW-Streichrichtung. Granodioritgneis (52) findet man in der Weißeneck- und Groß-ecklamelle. In der zuletztgenannten tritt auch kleinkörniger Plagioklas-Augengneis (50) auf. Von den zahlreichen Aplitgneis-Vorkommen (49) wurden nur besonders auffallende in der Karte berücksichtigt.

6.1.2.2. Altpaläozoischer Phyllit

Der **altpaläozoische Phyllit** besteht aus Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer (38). Der herkömmliche Namen „Quarzphyllit“ wird nicht verwendet, um Verwechslung mit dem permischen Phyllit (32) auszu-schließen. Der altpaläozoische Phyllit ist aus marinen sandig-tonigen Sedimenten mit

teilweise euxinischer Fazies (sulfidreiche Schwarzschiefer) hervorgegangen. Einzelne dicke Quarzitlagen (37) wurden in die Karte eingetragen. Die Schwarzschiefer enthalten dünne Graphitquarzit-Bänke (36). Selten sind Serpentin mit Talkschiefer (40) und Grünschiefer (39) eines basischen Magmatismus. Die Gesteinsmetamorphose und tektonische Beanspruchung nehmen von N (Fanningphyllit) nach S (Katschbergphyllit) zu. Dieser enthält in bedeutendem Ausmaß auch Phyllonite, regressiv metamorph nach Glimmerschiefer und Gneis.

Das altpaläozoische Alter wurde von SCHÖNLAUB mittels Silur-Conodonten in Eisendolomit und Bänderkalkmarmor, die dem Phyllit als linsenförmige Schollenzüge am Katschberg eingelagert sind, bestimmt. Im Eisendolomit der Gurpitscheck-W-Flanke konnten nur fragmentarisch erhaltene und nicht bestimmbare Conodonten sichergestellt werden (SCHÖNLAUB et al. 1976).

Die altpaläozoischen Karbonatgesteinszüge sind tektonisch zerrissen (boudiniert). Sie bestehen aus in frischem Zustand grauem, mittelkörnigem, selten grobkörnigem, braun anwitterndem und häufig von Quarzadern metasomatisch verdrängtem Eisendolomit (Ankerit, 34). Mit ihm zusammen oder auch selbständig treten marmorisierte Bänderkalke (35), Graphitkalk und Graphitquarzit (36) auf.

Solche Karbonatgesteinszüge bauen im Fanningphyllit den „Unteren Eisendolomitzug“ (Gollitschspitze-SW-Kamm bis Kernsee) und den „Oberen Eisendolomitzug“ (Felswand 850 m E Twenger Almkopf bis Kar 500 m NW Kernsee) auf. Im Trogwaldphyllit findet sich nur eine kleine Bänderkalklinse. Im Katschbergphyllit streichen die betreffenden Schollen aus dem Murtal (S Stranach) über den „Lieserbüchel“ (= „Lisabichl“ SW Paßhöhe) ins Katschtal bei Mühlbach und weiterhin SW St. Peter ins Gebiet der Geologischen Karte der Hafnergruppe.

6.1.2.3. Perm

Die zwar fossilleeren, aber lithologisch charakteristischen, vom untertriadischen Lantschfeldquarzit deutlich abgrenzbaren Schichten werden als Perm (Alpiner Verrucano) interpretiert. Sie bilden einen 11 km langen Streifen an der E-Seite des Taurachtales im Liegenden des altpaläozoischen Phyllites, jedoch in der Moserkopfschuppe mit diesem verfaltet. Ein 0,8 km langer Streifen befindet sich im Liegenden der Schladminger Gneisdecke N Ulnhütte im Weißpriachtal.

Es handelt sich um Serizit-Quarz-Schiefer und kalkhaltigen Serizit-Chlorit-Phyllit (32) mit stellenweise bunten Farben. Kalkgehalt, bunte Farben und Zurücktreten oder Fehlen von Schwarzschiefer unterscheiden den permischen Phyllit vom altpaläozoischen. Die bunten Farben reichen von leuchtend grün über violett bis rosa. Es sind offensichtlich Reliktfarben des permischen Festlandsedimentes mit damaliger Fe-Oxidation in semiaridem jahreszeitlichem Klimarhythmus ohne Abfuhr des Fe durch Humussäure. Die Mächtigkeit des Perm-Phyllites beträgt maximal 80 m.

In seinem stratigraphisch unteren und mittleren Teil sind ihm bis 40 m mächtige Feinbreccie und Geröllschiefer (33) eingelagert. Die Komponenten im Geröllschiefer (Matrix: Serizit-Quarz-Schiefer und Serizit-Chlorit-Phyllit) erreichen bis 35 cm Durchmesser. Sie sind meist gerundet und parallel zur Lineation des Gesteines gestreckt. Sie bestehen aus rosa oder farblosem Quarz, farblosem Aplitgneis und braun anwitterndem, in frischem Zustand hellgrauem (wahrscheinlich paläozoischem) Dolomit und dolomitischem Kalk. Der intensiven Deformation des Geröllschiefers entspre-

chend, bleibt bei manchen Quarz- und Karbonatkomponenten die genetische Unterscheidung zwischen echtem Geröll und Pseudogeröll (boudinierte Knauer des metamorphen Stoffumsatzes) unbefriedigend.

Eine 30 m mächtige, extrem deformierte Augengneislage (51) innerhalb der permischen Schiefer des Moserkopfes kann eventuell als Porphyroid gedeutet werden. Doch sind keine vulkanischen Reliktstrukturen erhalten.

6.1.2.4. Trias

Die Gliederung erfolgt hier nach groben lithologischen Merkmalen (Formationsnamen) und nicht nach biostratigraphischer und fazieller Feingliederung, welche TOLLMANN besonders ausarbeitete. Der interessierte Leser sei auf die Arbeiten von TOLLMANN verwiesen. Fossilien sind in den höheren Radstädter Decken häufiger. Im Abschnitt der Weißeneckdecke der geologischen Karte des mittleren Lungaus wurden nur im anisischen Kalkmarmor nicht näher bestimmte Rundstiel-Crinoiden und im Wettersteindolomit Diploporen und Kleingastropoden gefunden.

Der **Lantschfeldquarzit** (31) ist im Kartenbereich ein meist kleinkörniger, ebenflächiger parallschiefriger, häufig spitz gefalteter, kalkfreier Quarzit, der aus reifem Sandstein hervorgegangen ist. Der Hellglimmer ist farbloser Serizit oder apfelgrüner Phengit. Rote Quarzgerölle sind vor allem in den oberen Teildecken des Radstädter Systems häufig und erreichen im Weißpriachtal bis 25 mm Durchmesser.

Mit der Signatur **Rauhwanke** (30) wurde hauptsächlich die Reichenhaller Rauhwanke erfaßt. Hingegen wurde die Rauhwanke der Raiblerschichten der Signatur (26) zugeteilt. Es handelt sich um gelb bis braun anwitternden Zellenkalk, der intensiv mit kalter HCl braust und häufig Brocken von Serizitschiefer enthält (Reste des Tonschiefers im marinen salinaren Bereich). Die Mobilität des einst anhydrit- und gipshaltigen Sedimentgesteines kann aus den großen Mächtigkeitsschwankungen der Rauhwanke (60 m im Purngraben, hingegen andernorts nur cm-dick) abgelesen werden. Das mobile Sediment injiziert den in Schollen zerbrechenden Kalkmarmor (in der Kalkspitzen-synklinale am Karrenweg unter der Oberen Niederrainhütte).

Als **Kalkmarmor** (29) wurde hauptsächlich der anisische Kalkmarmor (Gutensteinerkalk) in der geologischen Karte ausgeschieden. Die geringmächtigen Kalkbänke der Raiblerschichten bleiben bei Signatur (26) und die meist glimmerreichen Jura-Kalkmarmore bei Signatur (23). Die dunkel- bis hellgrauen, auch farblosen, aber häufig gebänderten anisischen Kalkmarmore weisen besonders in den tektonisch höheren Lagen (verkehrte Serie unter dem Perm und im Sedimentkeil der Kalkspitzensynklinale) eine charakteristische Rosafarbe auf. Mitunter stellen sich Lagen von Dolomitschlierenkalk, endogener Breccie, Schwarz- und Kalkschiefer ein. Ankerit und Quarz verdrängen metasomatisch den anisischen Kalkmarmor in der tektonischen Schuppenzone unter dem Moserkopf (zwischen Veithütte und Langwiesen).

Anisischer Dolomit (28, meist grauer Trochitendolomit) tritt im Twenger Wandzug in der Pleißling- und Kesselspitzdecke sowie in der verkehrten Serie unter dem Perm auf und wurde aus TOLLMANN's Karte übernommen.

Mit der Signatur **Dolomit** (27) wird hauptsächlich der Wettersteindolomit erfaßt. Er ist kleinkörnig, dunkel- bis hellgrau, oder farblos, grob gebankt, bei stärkerer tektonischer Beanspruchung auch massiv entwickelt. Endogene Dolomitbreccien kommen vor. In der Weißeneckdecke bildet er den in der Landschaft auffallenden Zug hel-

ler Schrofen von der Lapernigspitze zum Sockel des Schlosses Mauterndorf und über das Großeck und Speiereck zum Tschaneck (W Katschberg) und in das Lieser- und Maltatal. In der Pleißling- und Kesselspitzdecke und in der verkehrten Serie unter dem Perm läßt sich der Wettersteindolomit stratigraphisch gut einordnen (TOLLMANN), ebenso in der Kalkspitzensynklinale.

Für zahlreiche kleine Dolomitvorkommen in tektonischen Schuppenzonen und Olistholithen kann nur „Triasdolomit im allgemeinen“ und somit die Signatur (27) angegeben werden.

Die Raiblerschichten (26) zeichnen sich in der Pleißling- und Kesselspitzdecke durch besondere Gesteinsvariation aus: dunkler Dolomit, Phyllit, Sandstein, Rauh- wacke, Breccie und Kalkbänke (TOLLMANN). In der Weißeneckdecke wurde nur ein Vorkommen von Sandstein und dunklem Dolomit über Wettersteindolomit berücksichtigt (SE Unterer Scharalm).

Hauptdolomit (25) der Pleißlingdecke im Twenger Wandzug wurde von CLAR gefunden und von TOLLMANN im Detail kartiert und dementsprechend in die vorliegende geologische Karte übernommen. Das darüberlagernde Rhät und der auflagernde belemniten- und crinoidenführende Lias von Schaidberg liegen auf Kartenblatt Muhr, knapp westlich unserer Karte.

6.1.2.5. Jura

Innerhalb des Gebietes der geologischen Karte des mittleren Lungaus hat der Jura keine Fossilien geliefert. Schwarzschiefer (24) und Kalkschiefer (23) mit Lagen von Kalkmarmor und Karbonatquarzit sind analog denen der penninischen Bündnerschiefer beschaffen.

Hornsteinquarzit (22, ab Malm) zeichnet sich durch ursprüngliche Feinkörnigkeit und Feinschichtigkeit der Quarzlagen aus. Im Streifen Scharalm—Laswald bildet er die streichende Fortsetzung des Hornsteinquarzites mit Radiolarit der Hochfeindgruppe (Kartenblatt Muhr) und enthält auch Manganschiefer (Lapernigspitze und Taurachtal SW Lagler). Die anderen Vorkommen weisen gröbere Umkristallisation auf und sind genetisch unsicher.

Polygene Breccien (21) enthalten im Gegensatz zu monomikten endogenen Breccien Gesteinskomponenten, die von der Zusammensetzung der Matrix erheblich abweichen. Im Radstädter Deckensystem sind das die (1) polygenen Breccien des Lias und Dogger (Türkenkogelbreccie). Sie führen als Komponenten zumeist Triasgesteine (vor allem Dolomit) in Schwarzschiefer-, Kalkschiefer- und Karbonatquarzit-Matrix (ähnlich den penninischen Liasbreccien vom Typus Pfandscharte, siehe: Brennkogelserie!). Hingegen enthält die (2) polygene Breccie des Malm und eventuell ?Unterkreide (Schwarzeckbreccie) häufig auch Komponenten des Basement (Gneis etc.).

Sicher der Schwarzeckbreccie zuzuteilende Breccien befinden sich im Streifen Scharalm—Laswald in unmittelbarer streichender Fortsetzung der Schwarzeckbreccie der Hochfeindgruppe und Grubachspitze (Kartenblatt Muhr). An der W-Seite des Taurachtals (Aufschlüsse des neuen Güterweges, 1,1 km S Tweng) führt die Schwarzeckbreccie teils eckige, teils linsige, bis 0,5 m große Komponenten von Dolomit, Serizitquarzit, Rauh- wacke, Kalkschiefer, Gangquarz, Schachbrettalbitgneis, Hellglimmergneis, Aplitgneis und Gneisphyllonit. Die Matrix besteht aus Serizit-Chlorit-Quarzschiefer, Kalkschiefer und Karbonatquarzit.

Die Zuteilung anderer polygener Breccienvorkommen zur Türkenkogel-, oder zur Schwarzeckbreccie bleibt problematisch: N Mauterndorf, Holzeralm, Schöneck–NE-Kamm, Eschawald und Speiereck.

6.2. Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse

6.2.1. Schladminger Gneisdecke

Auf der geologischen Karte des mittleren Lungaus kommt nur ein kleines, südwestliches Teilgebiet der Schladminger Gneisdecke zur Darstellung (siehe: Nebenkärtchen auf Teil 1 der geologischen Karte und Abb. 1!). Charakteristisch für das vorliegende Teilgebiet ist ein Synklinalbau um NW–SE Faltenachse (Abb. 2, Profil 1).

Der Gneis der Weißpriach–E-Seite und des südlichen Lignitztales fällt mittelsteil nach NE. Im N liegt er auf dem Permo-Mesozoikum der Kalkspitzen, im S auf der angepreßten Lessacher Phyllonitzone. Der Muldenkern besteht aus Granatglimmerschiefer, Amphibolit und Gneis (Lignitztal, Gensgitsch). Der NE-Teil der Synklinale entspricht der S-Flanke des breiten Hochgolling-Gewölbes (Leßhöhe).

Es wird vermutet, daß die Schladminger Gneisdecke auf Pennin und Radstädter Deckensystem schwimmt. Fensterförmig taucht zwischen Gneis des Znachtals bei P. 1512 (N-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus) wahrscheinlich mitteltriadischer Kalkmarmor (2,5 m mächtig) innerhalb einer Gneisphyllonit-Zone auf. Übertrieben dick in der geologischen Karte eingetragen!

Die auffallenden Granatglimmerschieferlagen im gegenständlichen Teilbereich bilden die Fortsetzung der weiter E am S-Rand der Schladminger Gneisdecke bekannten, z.B. der am S-Kamm des Prebers aufgeschlossenen Granatglimmerschiefer, die mit denen der Wölzer Tauern zusammenhängen. Im vorliegenden Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus bilden sie vorwiegend den Muldenkern der Gneissynklinale. Sie liegen hauptsächlich über den Schladminger Gneisen und bilden vielleicht eine jüngere Formation.

Die Gneise bestehen vorwiegend aus Paragneis (58), Bändergneis und Migmatit mit dünnen Lagen von Glimmerschiefer und Chlorit-Serizit-Phyllit. Die Gesteine sind ähnlich dem Basement des Radstädter Deckensystems, nur bedeutend mächtiger und ihr Primärbestand (voralpidische Amphibolitfazies) ist besser erhalten. Es herrscht aber auch hier regressive Metamorphose. Phyllonitlagen sind häufig.

Amphibolit (54) nimmt am Aufbau der Bändergneise teil und bildet auch selbständige, über 100 m mächtige Lagen. Er wird von Epidotgneis, Grünschiefer und chloritreichem Schiefer begleitet. Neben dem gewöhnlichen, klein- bis mittelkörnigen Amphibolit treten Granat-, Biotit-, Epidotamphibolit, Hornblendegarbenschiefer und Chlorit–Serizit-Schiefer auf.

Orthogneise treten analog dem Basement des Radstädter Deckensystems mengenmäßig zurück. Mikroclin-Augengneis (51, hervorgegangen aus Granitgneis) kommt bei der Schlickenhütte und am Muleteck vor, wo er einen 200 m mächtigen und im Streichen 3,7 km langen Gesteinszug bis Wieland im Lignitztal aufbaut. Die 3 cm großen Kalifeldspate (Mikroclin) sind teilweise schachbrettalbitisiert und zu pappendeckeldünnen Linsen ausgewalzt. Ein hornblendeführender Dioritgneis (53) W Zechnerkar-

spitze bildet eine ebenfalls 200 m mächtige Lage im Kar NE Karerhütte. Aplite und Aplitgneis (49) sind häufig. Der Letztgenannte wurde nur S Granitzleigens in der Karte vermerkt. Pegmatit fand sich nur in Lesesteinen.

Granatglimmerschiefer (46) bildet mehrere, bis 200 m mächtige Lagen und führt häufig Pseudomorphosen nach Staurolith (47). In ihnen findet man das Mineral Staurolith an einer Stelle auch noch stofflich erhalten (Weißpriachtal, N Forsthaus Grankler). Auch die Granatglimmerschiefer weisen regressive Metamorphose (Chloritisierung des Granats und Biotites, Albit anstelle von Oligoklas) auf und enthalten Partien phyllitischen Granatglimmerschiefers. Charakteristisch sind bis 0,4 m dicke Einlagen von Graphitquarzit (44).

6.2.2. Lessacher Phyllonitzone

Diese Zone erfuhr eine geologische Detailuntersuchung durch ZEZULA (1976). Sie streicht N Tamsweg in E–W Richtung. Im Gebiet der geologischen Karte des mittleren Lungaus sind nur isolierte inselförmige Aufschlüsse innerhalb Moräne (Niederrainwald und Sonndörfel bei Vorderweißpriach) und Bergsturzblockwerk (Hinterweißpriach) vorhanden (Abb. 1).

Im Niederrainwald streichen die Gesteine NNW (parallel zur Weißpriachstörung) und fallen mittelsteil nach ENE. Über Basement fraglicher tektonischer Zuordnung (Weißpriach-Gneislamelle oder Schladminger Gneisdecke), bestehend aus phyllonitischem Bändergneis, Grünschiefer und Mylonit, folgen phyllitischer Granatglimmerschiefer, Phyllit mit Graphitquarzit (36) und als höchste Lage: 30 m mächtiger, marmorisierter Bänderkalk (35) mit dünnblättrigen Lagen von 0,5 m mächtigem Graphitkalk.

Für den metamorphen Bänderkalk wird silurisches Alter vermutet, weil außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus analoger marmorisierter Bänderkalk in geologischem Verbände mit Silur-Conodonten führendem Eisendolomit vorkommt (am Zankwarner Berg, 2,5 km NE Niederrainwald, SCHÖNLAUB & ZEZULA 1975).

Bei Sonndörfel steht neben grobkörnigem Amphibolit an mehreren Stellen Serizit-Chlorit-Phyllit an. In der Mündungsschlucht des Hammerbaches bei Hinterweißpriach fällt 10 m mächtiger phyllitischer Granatglimmerschiefer mittelsteil nach ENE.

Die Lessacher Phyllonitzone verbindet sich anscheinend nicht mit dem Fanning-phyllit, sondern tritt in die tektonische Fuge zwischen Weißpriacher Gneislamelle und Schladminger Gneisdecke (Weißpriachstörung) ein.

6.2.3. Nock-Kristallin

Es besteht aus Gesteinen des vor-permischen Basement mit amphibolitfazieller vor-permischer Metamorphose. Darüber liegt sedimentär-transgressiv die nur schwach metamorphe permo-triadische Schichtfolge (außerhalb des gegenständlichen Kartenbereiches, bei Innerkrems auf Kartenblatt Radenthain). Die alpidische Metamorphose wirkte im Basement regressiv. Eine mächtige Diaphthoreszone (phyllitischer Granatglimmerschiefer) mit Mylonit kennzeichnet die Basis des Nock-Kristallins. Die Diaphthoreszone entstand während des Tangentialtransportes des Hauptkörpers der Ostalpinen Schubmasse über das Radstädter Deckensystem und über die penninischen

Decken. Analoge, aber weniger mächtige Diaphthoresozonen kennzeichnen diese Überschiebungsbahn auch sehr deutlich an der Basis des Kristallins der Schober-, Sadnig- und Kreuzeckgruppe längs des Südrandes des Tauernfensters.

Die geologischen Aufschlußverhältnisse der Nockberge und des Lungauer Bekkens, welche dem Nock-Kristallin zugehören, sind spärlich. Mit Hilfe zahlreicher künstlicher Aufschlüsse an Güterwegen wurde die vorliegende geologische Karte zustande gebracht.

Das Nock-Kristallin im Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus setzt sich aus drei Zonen zusammen, die im allgemeinen SW–NE streichen und mittelsteil nach SE einfallen. Von unten nach oben handelt es sich um folgende Zonen (Abb. 2, Profil 2):

(1) Phyllitischer Granatglimmerschiefer, 1.000 m mächtig. Er bildet die basale Diaphthoresozone des Hauptkörpers der Ostalpinen Schubmasse.

(2) Granatglimmerschiefer (weniger regressiv metamorph), lagenförmig abwechselnd mit Biotit–Plagioklas-Gneis. Einige 100 m Mächtigkeit.

(3) Recht einheitlich beschaffener Biotit-Plagioklas-Gneis, 1.500 m mächtig.

Besonders dieser einheitliche Biotit-Plagioklas-Gneis stellt ein Charakteristikum des Nock-Kristallins dar. Im allgemeinen fehlen ihm Bändergneise, Amphibolite und Migmatite. Er zeigt nur lagenförmigen Wechsel glimmerreicher und -ärmerer Partien und lokale Einlagerungen von Glimmerschiefer, auf Grund deren er als Paragneis (Bundschuhparagneis) anzusprechen ist.

Dieser mittelkörnige Biotit-Plagioklas-Gneis (62) läßt noch gut den metamorphen vor-permischen Starkwirkungsbereich (Amphibolitfazies) im Mineralbestand erkennen: Andesin-Oligoklas, rotbrauner Biotit, Rutil, Granat, Quarz; hingegen Hellglimmer zurücktretend und Chlorit meist fehlend. Alpidisch erfolgte Kornzertrümmerung und geringe Rekristallisation im metamorphen Schwachwirkungsbereich (Albit, Serizit, Chlorit, Epidot) mit auffallend prächtiger Neubildung von Turmalin. Es gibt keine quergreifenden Aplite und Pegmatite. Sehr selten sind konkordante aplitische Mobilisate in glimmerreichen Partien. Häufig gibt es Quarzknuern, Quarzlagergänge und mit Gangquarz ausgefüllte Klüfte.

Der Paragneis geht kontinuierlich in gröberkörnigen, reichlich Hellglimmer führenden Biotit-Plagioklas-Gneis mit rundlichen bis linsenförmigen Plagioklasblasten (Andesin bis Oligoklas) über, die wie „Knötchen“ (THEINER 1987) aussehen. Größere Partien dieser Varietät haben wir auf der Karte als Paragneis mit Plagioklas-Knoten (60) ausgeschieden. Das größte Vorkommen befindet sich W Kramerbichl und im zugehörigen Bergsturzblockwerk gegen das Liesertal. Ein spektakuläres Gestein ist der analog beschaffene Paragneis mit bis 2 cm langen und bis 1 cm breiten Plagioklas-Augen (61). Er bildet nur dünne Lagen von einigen dm bis maximal 20 m Mächtigkeit. Seine anstehenden Vorkommen haben wir in der Karte maßstabmäßig übertrieben vermerkt. An lokalen Scherzonen ist der Paragneis phyllonitisiert zu Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer (59).

Amphibolit (54) bildet schmale Züge, die kaum 20 m Mächtigkeit überschreiten und mit Granatglimmerschiefer assoziiert sind. Neben gewöhnlichem Amphibolit finden sich Granat-, Biotitamphibolit, Hornblendegarbenschiefer und in Phyllonitizonen: Grünschiefer und chloritreicher Schiefer.

Orthogneise sind selten. Bemerkenswert ist ein 100 m mächtiger Mikroklin-Augengneis (51). Er baut die Steinwand S Rennweg auf. Es handelt sich um einen prächtigen Rotationstektonit mit mittelsteil SE-geneigter Faltenachse und mit teilweise er-

haltenem, primär-magmatischem Mineralbestand (rotbrauner Biotit mit geregelten Apatiteinschlüssen). Am E-Ufer der Lieser bei Brugg führt er einen 15 cm dicken Pegmatitlagergang.

W unter dem Gipfel des Ainecks befindet sich ein 10 m mächtiger leukokrater Orthogneis mit aplitischen und pegmatitischen Intrusionen im Granatglimmerschiefer. Außerdem wurden an einigen Stellen des Nock-Kristallins cm-dicke Aplitlagergänge und dünne lokale aplitische Mobilisationszonen beobachtet, jedoch wegen ihrer Kleinheit in der Karte nicht ausgeschieden.

Auffallend ist ein steil stehender, 8 m mächtiger, metamorpher Granodioritgang (48, SE Rennweg). Er streicht N 40° E und ist konform zum angrenzenden Granatglimmerschiefer orientiert. Der primär-magmatische Mineralbestand dieses Ganggesteines (Einsprenglinge von rotbraunem Biotit mit geregelten Apatiteinschlüssen; automorphe Plagioklasleisten) erlitt später eine Epimetamorphose. Eventuell gehört er zur Familie der oligozänen periadriatischen Magmatite.

Der Granatglimmerschiefer (46) der geologischen Zone Nr. 2 (siehe oben!) besitzt noch den alten Mineralbestand der Amphibolitfazies (2 cm großer Granat, rotbrauner Biotit, große Muskovitscheiter, Oligoklas, Quarz, Rutil), zeigt jedoch beginnende Epimetamorphose (Serizit, Chlorit, Albit, Epidot) und Kornzertrümmerung. Neusprossung von 25 mm langen und 5 mm breiten Turmalinsäulen. An mehreren Stellen wurden Pseudomorphosen nach Staurolith (47) gefunden. Außerdem treten einige m mächtige Quarzitlagen (45) auf.

Der Granatglimmerschiefer bildet in Abwechslung mit Paragneis vier NE-streichende Hauptzüge, die allerdings durch breite aufschlußlose Areale unterbrochen sind. Vom Liegenden zum Hangenden beobachtet man folgende Granatglimmerschieferzüge:

(1) Liesertal (Autobahn SE Rennweg) – Laußnitzhöhe – Pichlern – Erosionskappe am Mitterberg. Mächtigkeit: 200 bis 400 m.

(2) Bonnerhütte – Alpengasthof Bundschuh. Mächtigkeit 150 m.

(3) Atzensberger Alm – Laußnitzsee – Alter Hochofen bei Forsthaus Bundschuh. Mächtigkeit: 400 m.

(4) Ein Schwarm von Granatglimmerschieferlinsen im Paragneis. Schereck – Gmeinock – Otthütten – Weißseite. Mächtigkeit: Einige m bis 100 m.

Der phyllitische Granatglimmerschiefer (43) ist aus dem Vorgenannten durch regressive Metamorphose hervorgegangen. Er baut an der Basis des Nock-Kristallins den Gesteinszug: Rennweg – Aineck – St. Martin – St. Margarethen – Hollerberg – Sockel des Mitterberges – Nordseite des Taurachtales bei den Ortschaften Steindorf, Seitling und Fanning auf.

Vom vorgenannten Granatglimmerschiefer unterscheidet sich das Gestein durch seinen seidigen feinschuppigen Serizitfilz mit Chlorit und kleinem rehbraunem Biotit. Der 2 cm große Granat ist häufig chloritisiert. Quarz ist stellenweise stark postkristallin deformiert. Statt des kornzertrümmerten Oligoklases treten postkinematisch gesproßte Albitrundlinge mit 2 mm Durchmesser auf (Anklänge an die Tauernkristallisation). Das Titanmineral ist hier nicht Rutil, sondern Titanit. Die regressive Metamorphose wirkt selektiv. Sie erfaßt großräumig die bildsamen, dem metamorphen Lösungsumsatz (Fluide) besser zugänglichen Glimmerschiefer und verschont kompakte Einlagerungen von Quarzit (42, mit rotbraunem Biotit), Biotit-Plagioklas-Gneis (vom Typus Bundschuhparagneis) und Mikroklin-Augengneis (Steinwand, siehe oben!).

Das Gestein ist fein gefaltet, weist sehr unregelmäßiges Streichen und Fallen der s-Flächen und aberrant NE-streichende Lineation und Faltenachsen auf. Phylloniti-

sche Scherzonen und feinstkörnige schwarze Mylonite sind häufig.

In der geologischen Karte eingetragen wurde die deka-m mächtige Mylonitzone (41) an der Basis (Überschiebungsfläche über das Radstädter Deckensystem) des Nock-Kristallins bei Begöriach, im Gschwandgraben (S Stranach, NOWOTNY 1976) und im Wildbachgraben NE Lärchbichl (bei St. Georgen). Derartige schwarze, feinstkörnige Mylonite mit muscheligen Bruchflächen finden sich auch innerhalb des Nock-Kristallins (Teuerlnock und Schwarzwand).

7. Jungtertiär (?)

Die jungtertiären (hauptsächlich miozänen) Süßwassersedimente sind in der Umgebung von Tamsweg reichlich entwickelt (HEINRICH 1977). Im Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus gibt es nur fragliche Reste. Hier werden noch sedimentologische und bodenkundliche Untersuchungen notwendig sein.

Am Plateau des Mitterberges in SH. 1500 bis 1560 m (1 km W Hohenbühel) gibt es eine Schotterflur (19) von flachen, 0,3 m großen Flußgeschieben, bestehend aus Glimmerschiefer und Gneis der Ostalpinen Decke und aus Quarz-Restschottern. An einer Stelle ist ein zugehöriges Konglomerat (20, am Güterweg, N Vordersdorf) aufgeschlossen. Dem Anschein nach entspricht es lithologisch der jungtertiären Basisbreccie von Tamsweg (Mündung des Preberbaches bei Sauerfeld). In grob- bis mittelkörniger, sandiger klastischer Matrix liegen eckige bis runde Blöcke der Gesteine, welche obige Flußgeschiebe zusammensetzen.

Im Hochtal des Laußnitzbaches (WSW Bonnerhütte) wurde in der Vergangenheit mehrfach kohleführendes jungtertiäres Konglomerat in 1670 m SH. vermutet. Die älteren Aufschlüsse sind nicht mehr vorhanden. Eine Konglomeratlage mit Kohlestückchen liegt unter Moräne in den Kiesgruben 500 m WSW Bonnerhütte (SCHNEIDER 1988, p. 201). Ob es sich um eine jungtertiäre, oder um eine pleistozäne (fluvioglaziale) Bildung handelt, ist vorläufig nicht geklärt.

Weite flache Hochplateaus ohne Felsaufschlüsse, bedeckt mit Rasen und Sumpf wurden in der geologischen Karte mit dem Buchstaben „N“ (18) als Nockfläche bezeichnet. An den wenigen vorhandenen künstlichen Aufschlüssen (Güterweg von Ebenwaldhütte zur nördlichen Atzensbergeralm und Karrenweg S Schereck) tritt rotbrauner Lehm auf. Da auch Glazialgeschiebe hier verhältnismäßig selten sind, kann jungtertiärer Reliktboden vermutet werden, ähnlich solchem am Alpenostrand (Ostkarawanken, Koralm etc.). Jedenfalls sind diesbezüglich spezielle bodenkundliche Untersuchungen erforderlich!

8. Quartär

Die Dicke des pleistozänen Eises über dem Lungauer Becken betrug 1.000 m (erratische Blöcke auf dem Tschaneck). Über dem Katschberg bestand eine Verbindung zwischen Mur- und Draugletscher. Moränen (16) haben eine weite Verbreitung. Sonderbar ist die Anhäufung erratischer Blöcke, die aus dem typischen Oberkarbonkonglomerat (17) der Gurktaler Decke bestehen. Sie befinden sich im Nockgebiet in der Hochregion um die Bonnerhütte (Quellgebiet des Laußnitz- und Leißnitzbaches).

Im felsigen Talgrund der Enge des Taurachtales NW Mauterndorf fand TOLL-

MANN die Gletschertöpfe (13) bei der Gastalm und Hammer, die als Naturdenkmale von der Gemeinde Mauterndorf betreut werden.

Unter der Würm-Moräne lagern Sand und Bänderton als Terrassensediment (15) im Murtal (ehemalige Ziegel-Tongruben bei Flatschach). Jünger als die Würm-Moräne sind spät- und postglaziale Stauseesedimente (11) im Liesertal und bei Hinterweißpriach. Im Nockgebiet befinden sich die durch Fließwülste charakterisierten periglazialen Schuttströme (12).

Die **Moränenwälle** (14) entsprechen Halte- und kurzfristigen Vorrückstadien der Gletscher am Ende der Würm-Kaltzeit. Solche Endmoränenwälle an der Mündung von Engtälern ins Lungauer Becken dürften dem Gschnitz-Stadium entsprechen: Ausgang des Murwinkels (NE Katschbergtunnel–N-Portal), Ausgang der Taurach-Enge (Kelchbrunn in Mauterndorf) und Ausgang des Weißpriachtales (Bruggarn und Bruckdorf).

Jüngere Haltestadien gibt es weiter innen im Gebirge an Talgabeln (S Tennfall im Taurachtal und bei der Mündung des Znachbaches ins Weißpriachtal).

Am jüngsten sind die zahlreichen Endmoränenwälle des Daun-Stadiums in den Hochkaren, häufig von den schönen Karseen begleitet. Rund um das Gurpitscheck sind mehrere Kare übereinander zu sogenannten Kartreppen gestaffelt.

Durch erosive Übersteilung der Berghänge entsteht **gravitative Hangtektonik**: Zerreißungsspalten, Fels-Rutschungen, Bergstürze und Gleitmassen. Dazu gehören:

Trümmergrate (10), wobei der Erosion ausgesetzte Felspartien in situ zusammenbrechen, so daß das Trümmerfeld am Grat liegenbleibt. Dieser Vorgang vollzieht sich in kompetenten (harten oder zähen) Gesteinen: In Augengneis (SE Tscheibitschsee), in Quarzit (Karneitschenhöhe), in Granatglimmerschiefer (SSE Falterscharte) und in Paragneis (Rupenhöhe-N-Kamm).

Abgerutschte Gesteinsmassen (9) bewahren mitunter den Schichtverband, der dann zumeist in gekippter oder verdrehter Stellung zu beobachten ist. Zahlreich sind **Bergzerreißungsspalten** (7) als Vorboten künftiger Bergstürze. Auf breiten Bergkämmen geben sie Veranlassung zur Bildung sogenannter „Doppelgrate“ mit Spalte längs der Mitte des Kammes und beginnender Abrutschung nach beiden Seiten (typisch entwickelt am Kamm Fanninghöhe–Karneitschenhöhe).

Trümmerfelder aus **Bergsturzblockwerk** (8) nehmen bedeutende Areale im mittleren Lungau ein. Meist folgen sie dem Prinzip des Abgleitens und der Zertrümmerung einer kompetenten, kluftradurchlässigen und daher wasserstauend gleitfähigem Phyllit. Hierher gehören die E-geneigten synthetischen Bergstürze an den W-Seiten des Weißpriach-, Taurach-, Zederhaus-, Klaus-, Fallbach- und Liesertales. Die Antithetischen an den E-Seiten der Täler sind selten (Purnalm, Kerschhacklhütte, Lanschützgräben).

Interglaziale Anlage (Moränenbedeckung) zeigen die Bergstürze von Weißpriach, Purnalm, Moserkopf-Süd, Speiereck Halterhütte, Zickenberg, Gantalscharte-Süd, Krangleralm und Kramerbichl-Süd. Mitunter sind sie postglazial nachgebrochen und rutschen auch heute weiter (z. B. der vor einigen Jahren erfolgte Blockstrom E Weißpriacher Skihütte). Die übrigen Bergstürze haben postglaziales Alter (ohne Moränenbedeckung). Vor einigen Jahren ging der 40 m hohe Bergsturz in phyllitischem Granatglimmerschiefer der Schlucht des Leißnitzbaches (1,45 km SW Pfarrkirche St. Margarethen) nieder. Als Abrißnische schuf er die sogenannte „Rote Wand“.

Karsterscheinungen treten in den Karbonatgesteinen des Radstädter Deckensystems auf. Karstquellen (5) gibt es an den W-Seiten des Taurach- und Weißpriachtales: SE Unterer Scharalm (nicht perennierend), 500 m NW Reiner (perennierend), „Frau-

enhöhle“ in Trogbachschlucht (trocken), 150 m NE Mörtlhütte (perennierend) und die große, bereits aus der Ferne sichtbare Höhle im Kalkmarmor E Tiefenbachsee (trocken). In denselben Tälern befinden sich Dolinen und Bachschlucklöcher (4) auf der Twengeralm und SE und E Tiefenbachsee.

Schuttkegel (2) an den Mündungen der Neben- in die Haupttäler sowie an steilen Bergflanken, ferner Talalluvionen und Gehängeschutt (1), Seen, jahreszeitliche Tümpel, Sumpf und Hochmoore (3) wurden in die geologische Karte eingetragen. Durch die postglaziale Talgeschichte des Lungauer Beckens entstanden die Hängetäler W Moosham und bei Pichlern (ehemalige Mündungen der Taurach und des Bundschuhbaches in die Mur) und das Trockental (6) bei Niederrain (ehemaliger Abfluß der Weißpriacher Ache zum Lignitzbach). Nur zwischen Hinterweißpriach und Bruggarn blieb die stimmungsvolle Alluviallandschaft des Lungaus mit freien Flußmäandern erhalten. In den übrigen Becken-Tälern herrscht die phantasielose künstliche Flußregulierung.

9. Strukturen

Die mit freiem Auge am anstehenden Fels beobachtbaren hauptsächlichen Flächen- und Linearstrukturen wurden in einer Strukturkarte im Maßstab 1:25.000 eingetragen und diese im Archiv der Geologischen Bundesanstalt in Wien deponiert. In die vorliegende geologische Karte des mittleren Lungaus konnte nur eine kleine repräsentative Auswahl von s-Flächen („Schichtung und Schieferung“) und Lineationen aus der genannten Strukturkarte übertragen werden.

Der Verfasser hat sich vor allem bemüht, die Beobachtungen (Messungen) nur an anstehendem Fels durchzuführen. Zonen mit gravitativer Sekundärtektonik (Bergsturzgebiete etc.) wurden ausgespart. Bloß im Nockgebiet bleiben die diesbezüglichen Bemühungen wegen schlechter Aufschlüsse und eventuell auch einer primärtektonischen und polyphasen Zerhackung des Gebirgskörpers in Einzelschollen unbefriedigend.

Für die auf der geologischen Karte dargestellten penninischen Decken und das Radstädter System N Mur, einschließlich dem N-fallenden Sockel der Schladminger Gneisdecke ergibt sich aus den Beobachtungen die recht regelmäßige Struktur des nach E eintauchenden Tauerngewölbes.

Von ihm zu unterscheiden sind die NE-Randpartie der Karte (S-fallende Hochgolling-Antiklinale der Schladminger Gneisdecke); ferner der vielfach zerstückelte und strukturell unregelmäßige Streifen des Katschbergphyllites (Radstädter Deckensystem S Mur) und des phyllitischen Granatglimmerschiefers (Basis des Nock-Kristallins) einschließlich einiger Außenpartien des Bundschuh-Paragneises (SW Ebenwald, Schlucht des Bundschuhbaches, Pichlern und Gruben). Der Innenteil des Bundschuh-Paragneises zeigt in der SE-Ecke und am S-Rand der geologischen Karte dann wiederum eine einheitlich SE-geneigte Struktur.

Das Tauerngewölbe ist charakterisiert durch die Firstlinie bei dem Speiereck mit umlaufendem Fallen der s-Flächen von NE (N-Schenkel des Gewölbes) zu E und SE (S-Schenkel des Gewölbes, anhaltend bis ins Drautal). Die genaue Firstlinie befindet sich in den tieferen penninischen Einheiten einige km weiter südlich, und zwar im Gebiet des N-Portals des Katschbergtunnels (SW St. Michael); im Fuscherphyllit und Radstädter Deckensystem hingegen weiter nördlich, und zwar längs der Linie:

Lanschützgräben – Zallinwand – Hammer (N Mauterndorf). Etwa an dieser Linie erfahren die Lineationen und Faltenachsen im Pennin und Weißeneckdecke eine Kulmination (horizontale Lage: „Speiereck-Kulmination“). Sie neigen sich N dieser Linie zu meist nach WNW (bis ins Rauristal!) und S der Linie nach SE (bis ins Drau – Möll-Tal!). Jünger ist eine NNE streichende Knitterungsachse, welche der Hauptlineation später im Zuge von Querausfaltung aufgeprägt wurde. Sie umfaßt das gesamte Tauernge wölbe im Bereich unserer geologischen Karte bis zum Sockel der Schladminger Gneisdecke und ist als Hauptfaltenachse im Bereich des phyllitischen Granatglimmerschiefers im Nock-Kristallin vertreten. Im W anschließenden Gebiet der Hafnergruppe bezeichneten wir diese Faltenachse als Muhrbögen, weil sie in der Ortschaft Muhr prächtig aufgeschlossen ist. Im Alpenbau entspricht die ältere Lineation unseres Gebietes (NW – SE) der dinarischen und die jüngere (SSW – NNE) der karpatischen Richtung.

Der auf der geologischen Karte abgebildete Bereich der Schladminger Gneisdecke wird von SE geneigten Lineationen und Faltenachsen mit entsprechenden Teilwalzen (Teufelskirche, Zechnerkar Spitze und Gensgitsch) beherrscht. Der Synklinalbau zwischen Sockel im S und Hochgolling-Antiklinale im N bewirkt horizontale Lage der s-Flächen am Lahnkopf und Diskordanzen (disharmonische Bewegungen) in den Synklinen (S Zechnerkar Spitze und S Granitzl).

Der Katschbergphyllit ist geradezu sprichwörtlich tektonisch gequält und mit aberantem W-Fallen mancher s-Flächen zerstückelt (BECKE 1909, EXNER 1939). Längs der Bundesstraße S des Passes (Katschbach) und in den zahlreichen, gut aufgeschlossenen Tälchen N St. Georgen hat man den Eindruck von fault scarps: Vertikale Verstellungen an Erdbebenspalten, die so jung sind, daß sie noch morphologisch kenntlich sind. Der Katschbergphyllit kontrastiert gegen die schön regelmäßig SE fallenden s-Flächen und Lineationen der penninischen Decken. Er stellt anscheinend strukturell eine junge Quetschzone im Zuge der Alpen-Querausfaltung zwischen dem eher kompetenten Tauernge wölbe und Bundschuh-Paragneis dar.

So ist wohl auch das unregelmäßige Gefüge des phyllitischen Granatglimmerschiefers an der Basis des Nock-Kristallins eher verständlich. Hier sind SE-fallende s-Flächen und NE streichende Lineationen vorherrschend, jedoch mit zahlreichen Abweichungen.

Im inneren Gebiet des Bundschuh-Paragneises herrscht ein recht regelmäßiger Bau mit SE fallenden s-Flächen und Hauptlineation und mit jüngerer Überprägung einer NE streichenden Knitterungsachse (Schereck und Otthütten). Die strukturellen Abweichungen im Außenteil werden sich eventuell in Zukunft durch geologische Kartierung des E-Teiles des Bundschuh-Paragneises (außerhalb der vorliegenden Karte) deutlicher darstellen.

Beobachtete steile spättektonische Störungen sind die sogenannte Fallbachstörung N Oberdorf im Liesertal (Absenkung des E-Flügels um einige deka-m) und die Rechtsseitenverschiebung im Niederrainwald bei St. Rupert im Weißpriachtal (mit 90 m langem horizontalem Verschiebungsbetrag).

Nur vermutet wird die Weißpriachstörung unter den Alluvionen des auffallend gerade verlaufenden Weißpriachtales in Fortsetzung der in gleicher Richtung auskeilenden Kalkspitzensynklinale. Beobachtbare Kennzeichen sind nur der gekippte Felsriegel W Lahnbrücke und Mylonit im Talfels beim Auergut.

10. Alter Bergbau, Steinbrüche, Kiesgruben etc.

Derzeit gibt es im mittleren Lungau keinen Bergbau. Die in der geologischen Karte eingetragenen Stollen, Schächte und Pingen ehemaligen Bergbaues beziehen sich auf folgende Vorkommen:

Kiesführender Lagerquarz in Storzserie. Pinge am Zickenberg-S-Hang (Murtal). Ausläufer der Goldlagerstätte Schellgaden, deren Zentrum auf Kartenblatt Hafnergruppe liegt.

Talkbergbau Schellgaden in Talkschiefer der Storzserie (in Fortsetzung eines Serpentinzugs). Stollen am W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus, nahe dem S-Ufer der Mur.

Probestollen in Grammatit-Asbest als Begleitgestein von Serpentin in den Bündnerschiefern der Peripheren Schieferhülle (Brennkogelserie). S-Seite des Liesertales am W-Rand der geologischen Karte.

Kiesführende Quarzlager in Schwarzschiefer des altpaläozoischen Fanningphyllites. Stollen, Pingen und Schächte an der E-Seite des Taurachtales im Gebiet: Tauernhöhe – Kleines Gurpitscheck – Zechnerriegel – Fanninghöhe – Jaklhütte.

Uranprospektionsstollen auf Grund erhöhter radiometrischer Meßwerte in permischem Phyllit. Moserkopfschuppe des Radstädter Deckensystems. Zwischen Veitlhütte und Gamsstadl bei Moserkopf (N Mauterndorf).

Quarzlagergänge mit pyritführendem Quarzit in Paragneis der Schladminger Gneisdecke. Mehrere Pingen und Bergbauhalde. Am N-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus im Znachtal, W P.1512.

Steinbrüche

Nur zwei Steinbrüche befinden sich heute in Betrieb (Kalkschiefer ENE Unterweißburg bei St. Michael und Triasdolomit bei Hammer NW Mauterndorf). Auf der geologischen Karte haben wir aber auch sämtliche beobachtete, derzeit verlassene Steinbrüche eingetragen, so daß sich die Gesamtliste von tektonisch unten nach oben folgendermaßen darstellt:

Phengit-Augengneis der Schrovinserie: N Hanslhütte (W Katschberg).

Antigoritserpentin der Brennkogelserie (Bündnerschiefer): NW Peitler bei St. Peter im Liesertal. Ziersteine für den Straßenbau.

Kalkschiefer der Glocknerserie (Bündnerschiefer): ENE Unterweißburg bei St. Michael (in Betrieb, Bausteine und Zierplatten). S-Ufer der Mur bei Feichten (Blöcke für Murregulierung). W Gantalscharte am Grenzkamm Salzburg/Kärnten (Bausteine für Hütten im Zuge der Lawinenverbauung).

Grünschiefer der Glocknerserie: Klausgraben bei Glashütte (SW St. Michael) und bei Saraberg (Liesertal).

Lantschfeldquarzit in Matreizone: Murtal zwischen Glashütte und Stranach.

Triasdolomit in Matreizone: Zwei Steinbrüche am Lärchkogel SW St. Michael (Splitt und Stützmauerwerk für Straßenbau).

Augen-Granitgneis der Radstädter Decken: N Schloß Mauterndorf.

Marmorisierter altpaläozoischer Bänderkalk der Radstädter Decken: Am „Lisa-bichl“ (SW Katschberg) und im Katschtal (NNE Mühlbach).

Lantschfeldquarzit der Radstädter Decken: N Purn im Taurachtal (Steingewinnung)

aus Hangschutt und Steinbruch im Fels).

Triasdolomit der Radstädter Decken: 300 m NW Gasthof Hammer im Taurachtal (in Betrieb, Splitt für Straßenbau). 600 m NW Gasthof Hammer (mit Ruine eines Kalkofens). Im Weißpriachtal S Ulnhütte (für Güterwege). Ferner an der „Gantalstraße“ NW Katschberg.

Altpaläozoischer metamorpher Bänderkalk der Lessacher Phyllonitzone: Im Niederrainwald gegenüber St. Rupert im Weißpriachtal (15 Steinbrüche).

Phyllitischer Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins: S-Ufer der Mur bei St. Martin (Blöcke für Murregulierung).

Quarzit in phyllitischem Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins: Am Mitterberg SW Gröbendorf (für Güterwege).

Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins: In Ortschaft Pichlern (NE St. Margarethen) und bei Brugg im Liesertal.

Kies- und Sandgruben

Im Weißpriachtal: NW Hinterweißpriach (zeitweise in Betrieb). Bei Bruggarn (in Betrieb). Ferner: WNW Bruckdorf und bei Rader (NW Fanning).

Im Taurachtal: Bei Annakapelle (NW Mauterndorf) und bei Neuseß (NW Schloß Moosham).

Im Zederhaus- und Murtal: In den Alluvionen bei Ober-, Unterweißburg, St. Michael und St. Martin befinden sich ausgedehnte Gruben für Betonzuschlagstoffe (Tauernautobahn u. a.). Die Gruben stehen teilweise unter Wasser, teilweise sind sie zugeschüttet, oder werden örtlich auch wiederum betrieben.

Im Liesertal: S Katschberg neben der Bundesstraße bei P. 1477 (in Betrieb). Ferner: W Bonnerhütte und im Laußnitztal (S Sempel).

Tongruben, Torf und Kohle

Für die ehemalige Ziegelei Flatschach im Murtal befanden sich zwei Gruben in Bänderton. Heute sind sie teils von Vegetation bedeckt und teils verbaut.

Die ehemalige Torfstecherei im Hochmoor WNW St. Margarethen ist heute Naturschutzpark. Die beiden anderen erhaltenen Hochmoore bei Schloß Moosham und knapp außerhalb der geologischen Karte im Weißpriachtal bei Althofen stehen ebenfalls unter Naturschutz.

Den Probestollen auf Kohle im Laußnitztal bei P. 1628 (W Bonnerhütte) haben wir nach Angaben der Einheimischen in die geologische Karte eingetragen, obwohl das Stollenmundloch im Gelände nicht mehr sichtbar ist. Auf Grund der chemischen Analyse der dort beschürften Kohle vermutet STABER (1933), daß es sich um jungtertiäre Kohle handelte im Gegensatz zu reichlich vorhandenen Holzkohlenresten der Köhler vergangener Jahrzehnte und Jahrhunderte.

11. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte

Auf Teil 1 der geologischen Karte gehört in die Parzelle „stht“ der Schrift

„Ernsttht“ (WSW Tweng) das Zeichen für Bergsturz-Blockwerk (8).

Auf Teil 2 gehört in die weiß gelassene Parzelle 10 mm W vom Buchstaben „l“ des Wortes „Klausgraben“ (NW Katschberg) die Signatur Lantschfeldquarzit (31). Ferner steht die Ziffer 47 bei der Schrift „Turnhöhe“ (ESE Rennweg) irrtümlich auf Moräne. Sie soll jedoch die violette Parzelle 15 mm NE erläutern. Schließlich wurde in der Felsinsel W Unterer Tonibaueralm (nahe SE-Ecke der Karte) in der betreffenden nördlichsten und südlichsten Parzelle die Farbe des Rasters verwechselt. Es handelt sich dort um Granatglimmerschiefer (46).

12. Literatur

- ALBER, J. (1987): Radstädter Quarzphyllit. – [In:] Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987 Blatt 127 Schladming, 25–32, Wien.
- BECKE, F. (1909): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 118, 1045–1072, Wien.
- CLAR, E. (1937): Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 146, 249–316, Wien.
- (1940): Vom Baustil der Radstädter Tauern. – Mitt. geol. Ges. Wien, 32, 125–138, Wien.
- (1973): Review of the Structure of the Eastern Alps. – [In:] A. DEJONG & R. SCHOLTEN (Hrsg.): Gravity and Tectonics, 253–270, New York (Wiley).
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenforsch. (Geol. B.-A.), 25, 306 S., Wien.
- DAL PIAZ, G.B. & BIANCHI, A. (1934): Monografia geologico – petrografica sull' Alto Adige Orientale. – Magistrato alle acque, 135, 243 S., Roma.
- DEMMER, W. (1976): Die geologische Bearbeitung des Tauernautobahntunnels. [In:] J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn, 491–512 (Tauernautobahn-AG) Salzburg.
- EXNER, CH. (1939): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenforsch. (Geol. B.-A.), 89, 285–314, Wien.
- (1940): Handkolorierte Manuskriptkarte 1:25.000 der geologischen Aufnahmen im Sommer 1939 auf Kartenblatt St. Michael im Lungau. Zentralstelle des Reichsamtes für Bodenforschung (verschollen), Berlin.
- (1971): Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 114, 1–119, Wien.
- (1980a): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., 123, 343–410, Wien.
- (1980b): Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 167–189, Wien.
- (1983): Geologische Karte der Hafnergruppe 1:25.000, mit Erläuterungen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 29, 41–74, Wien.
- (1984): Der Südrand des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., 127, 349–367, Wien.
- (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – Jb. Geol. B.-A., 132, 7–103, Wien.

- FRANK, W. (1969): Geologie der Glocknergruppe. — *Wiss. Alpenvereinshefte*, 21, 95–111, München.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — *Jb. Geol. B.-A.*, 101, 323–472, Wien.
- FRECH, F. (1901): Geologie der Radstädter Tauern, mit geologischer Karte. — *Geol. Paläont. Abh.*, 9 (N.F. 5), 1–66, Jena.
- FRISCH, W. & LOESCHKE, J. (1986): Plattentektonik. — 190 S., Darmstadt (Wiss. Buchgesellschaft).
- FRISCH, W. et al. (1987): The Upper Bündner Schiefer of the Tauern window. A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. — [In:] H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 55–69, Wien (Deuticke).
- GEYER, G. (1893): Vorlage des Blattes „St. Michael“, Zone 17, Col. IX. — *Verh. Geol. R.-A.*, 1893, 49–60, Wien.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg–Tirol). — *Jb. Geol. B.-A.*, 131, 21–125, Wien.
- HEINRICH, M. (1977): Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. — *Jb. Geol. B.-A.*, 120, 295–341, Wien.
- HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 30/31, 289–318, Wien.
- KOBER, L. (1922): Das östliche Tauernfenster. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 98, 201–242, Wien.
- (1955): *Bau und Entstehung der Alpen*. — 2. Auflage, 379 S., Wien (Deuticke).
- MATURA, A. (1987): Schladminger Kristallinkomplex. — [In:] *Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987 Blatt 127 Schladming*, 5–8, 13–24, Wien.
- NOWOTNY, A. (1976): Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. — *Diss. phil. Fak. Univ. Wien*, 160 S., Wien.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). — [In:] R. OBERHAUSER (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 358–363, Wien (Springer).
- et al. (1989): Zur Geologie des Nockgebietes. — [In:] *Nationalpark Nockberge*, 9–28, Klagenfurt (Naturwiss. Ver. Kärnten).
- PREY, S. (1941): Über die Katschbergschiefer. — *Ber. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien (Geol. B.-A.)*, 1941, 115–119, Wien.
- SCHEINER, H. (1960): Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, 11, 67–110, Wien.
- SCHNEIDER, T. (1988): Die geomorphologische Entwicklung des Lungau im Jungtertiär. — *Augsburger geograph. Hefte des Lehrst. phys. Geogr. Univ. Augsburg*, 7, 267 S., Augsburg.
- SCHÖNLAUB, H.P. & ZEZULA, G. (1975): Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1975, 253–269, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. et al. (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 115–145, Wien.
- SCHWAN, W. & ROSSNER, R. (1987): Deformationsereignisse im Grenzraum Rad-

- städter Tauern/Hohe Tauern, abgeleitet aus mesoskopischen Strukturen. — Jb. Geol. B.-A., 130, 505–527, Wien.
- SLAPANSKY, P. (1987): Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbereich Schladminger Kristallin — Radstädter Quarzphyllite (Seekarspitz-Geißstein-Gebiet, NE Radstädter Tauern). — Diss. formal.-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 286 S., Wien.
- & FRANK, W. (1987): Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the northwestern Schladming crystalline (NE Radstädter Tauern). — [In:] H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, Wien (Deuticke).
- STABER, R. (1933): Tertiärkohlen in Oberkärnten. — Verh. Geol. B.-A., 1933, 108–112, Wien.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 52, 272 S., Bern.
- THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristallingeologische Neuuntersuchung. — Diss. formal.-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 154 S., Wien.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. — [In:] R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Wien (Springer).
- TOLLMANN, A. (1961a): Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). — Mitt. geol. Ges. Wien, 53, 117–131, Wien.
- (1961b): Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr, 157 Tamsweg). — Verh. Geol. B.-A., 1961, A 82–84, Wien.
- (1962): Aufnahmsbericht 1961 über das SE-Ende der Radstädter Tauern zwischen Mauterdorf und St. Michael (Blatt 157 Tamsweg). — Verh. Geol. B.-A., 1962, A 77–81, Wien.
- (1964): Aufnahmsbericht 1963 über die Südseite der Hochfeindgruppe. — Verh. Geol. B.-A., 1964, A 51–54, Wien.
- (1966): Aufnahmsbericht 1965 über den Südostrand der Radstädter Tauern (Blatt 157 Tamsweg). — Verh. Geol. B.-A., 1966, A 58–60, Wien.
- (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. — 766 S., Wien (Deuticke).
- (1980): Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sector). — Abh. Geol. B.-A., 34, 197–255, Wien.
- (1986): Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen. — Mitt. österr. geograph. Ges., 128, 62–72, Wien.
- UHLIG, V. (1908): Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 117, 1379–1422, Wien.
- WEISS, E.H. (1976): Die geologischen Verhältnisse und die baueologischen Erfahrungen im Katschbergtunnel. — [In:] J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn, 513–528, Salzburg (Tauernautobahn-AG).
- ZEZULA, G. (1976): Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau, Salzburg). — Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., Wien.

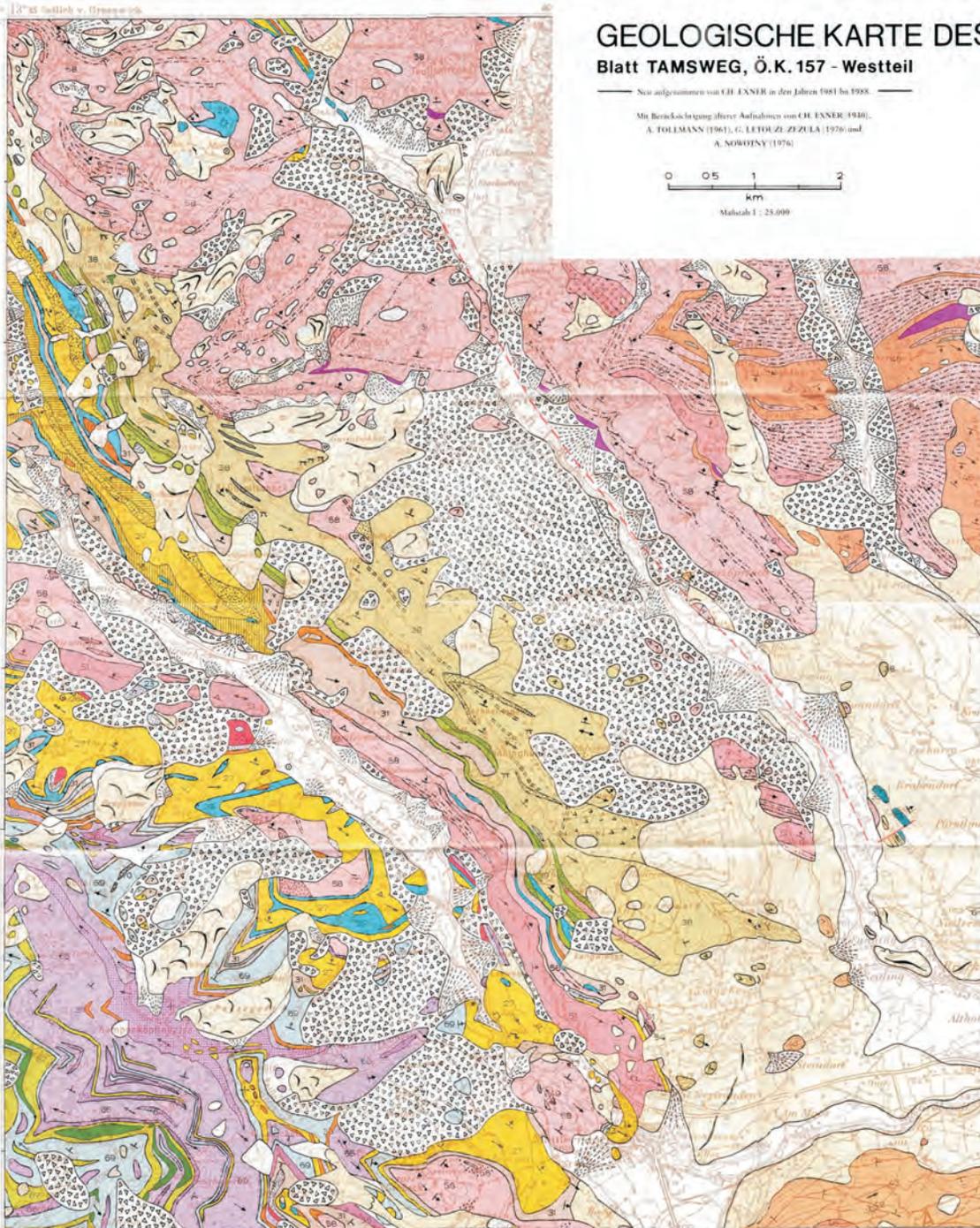
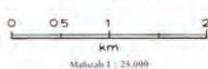
GEOLOGISCHE KARTE DES MITTLEREN LUNGAUS

Blatt TAMSWEG, Ö.K. 157 - Westteil

Teil 1

Neu aufgenommen von CH. EXNER in den Jahren 1981 bis 1988.

Mit Berücksichtigung älterer Aufnahmen von CH. EXNER (1940),
A. TOLLMANN (1961), G. LETOUZL, ŽEŽULA (1976) und
A. NOWOJNY (1976)



TEKTONISCHE ÜBERSICHT



- OSTALPINE DECKEN**
Hauptkörper der Ostalpinen Scholle:
- Neck-Erosion
 - Lawaböden/Phyllonitzone
 - Neotektonischer Granitoid
 - Radiärer Deckensystem (interostalpine Position)
- PENNINISCHE DECKEN**
- Nachabnahme der Hohen Tauern (Fuchshephylin-Matrixzone)
 - Deckensystem der peripheren Schieferböden

Quantit.

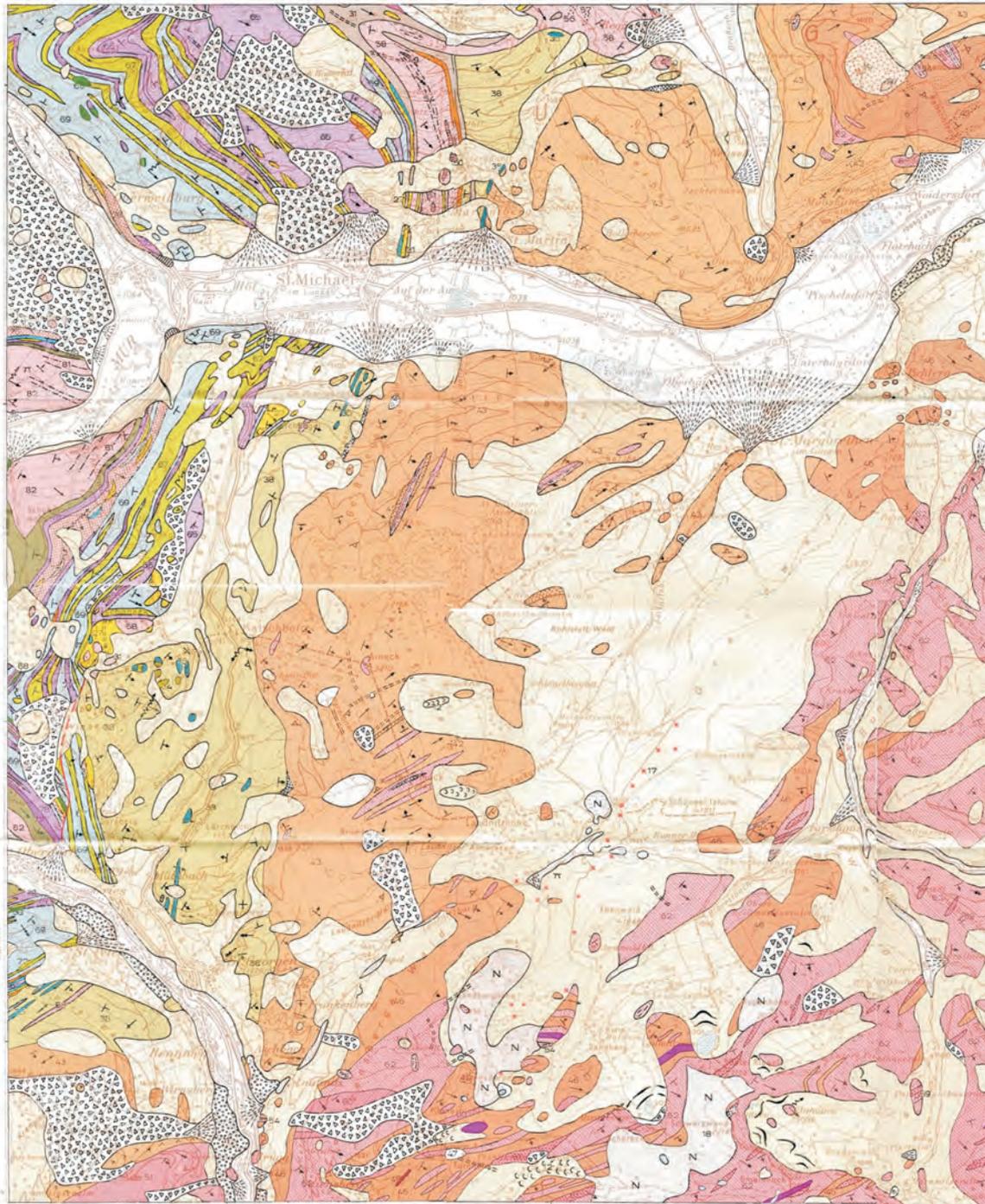
- 1 Tuffkorn- und Kolongitzone
- 2 Schotter
- 3 See- / abflussfreie Täler (Dübel) und Lutz
- 4 Holozäne Rill-Schlucht
- 5 Karstgrotte
- 6 Thronung / Niederung
- 7 Bergschuttlage
- 8 Bergschuttlage
- 9 Steile Wälder der Schotterzone
- 10 Dünengebiet
- 11 Spitz- und Berggipfel
- 12 Berggipfel
- 13 Berggipfel
- 14 Berggipfel
- 15 Berggipfel
- 16 Berggipfel
- 17 Berggipfel
- 18 Berggipfel
- 19 Berggipfel
- 20 Berggipfel
- 21 Berggipfel
- 22 Berggipfel
- 23 Berggipfel
- 24 Berggipfel
- 25 Berggipfel
- 26 Berggipfel
- 27 Berggipfel
- 28 Berggipfel
- 29 Berggipfel
- 30 Berggipfel
- 31 Berggipfel
- 32 Berggipfel
- 33 Berggipfel
- 34 Berggipfel
- 35 Berggipfel
- 36 Berggipfel
- 37 Berggipfel
- 38 Berggipfel
- 39 Berggipfel
- 40 Berggipfel
- 41 Berggipfel
- 42 Berggipfel
- 43 Berggipfel
- 44 Berggipfel
- 45 Berggipfel
- 46 Berggipfel
- 47 Berggipfel
- 48 Berggipfel
- 49 Berggipfel
- 50 Berggipfel
- 51 Berggipfel
- 52 Berggipfel
- 53 Berggipfel
- 54 Berggipfel
- 55 Berggipfel
- 56 Berggipfel
- 57 Berggipfel
- 58 Berggipfel
- 59 Berggipfel
- 60 Berggipfel
- 61 Berggipfel
- 62 Berggipfel
- 63 Berggipfel
- 64 Berggipfel
- 65 Berggipfel
- 66 Berggipfel
- 67 Berggipfel
- 68 Berggipfel
- 69 Berggipfel
- 70 Berggipfel
- 71 Berggipfel
- 72 Berggipfel
- 73 Berggipfel
- 74 Berggipfel
- 75 Berggipfel
- 76 Berggipfel
- 77 Berggipfel
- 78 Berggipfel
- 79 Berggipfel
- 80 Berggipfel
- 81 Berggipfel
- 82 Berggipfel
- 83 Berggipfel
- 84 Berggipfel
- 85 Berggipfel
- 86 Berggipfel
- 87 Berggipfel
- 88 Berggipfel
- 89 Berggipfel
- 90 Berggipfel
- 91 Berggipfel
- 92 Berggipfel
- 93 Berggipfel
- 94 Berggipfel
- 95 Berggipfel
- 96 Berggipfel
- 97 Berggipfel
- 98 Berggipfel
- 99 Berggipfel
- 100 Berggipfel

Jungtertiär (?)

- 101 Kalkstein
- 102 Kalkstein
- 103 Kalkstein
- 104 Kalkstein
- 105 Kalkstein
- 106 Kalkstein
- 107 Kalkstein
- 108 Kalkstein
- 109 Kalkstein
- 110 Kalkstein
- 111 Kalkstein
- 112 Kalkstein
- 113 Kalkstein
- 114 Kalkstein
- 115 Kalkstein
- 116 Kalkstein
- 117 Kalkstein
- 118 Kalkstein
- 119 Kalkstein
- 120 Kalkstein
- 121 Kalkstein
- 122 Kalkstein
- 123 Kalkstein
- 124 Kalkstein
- 125 Kalkstein
- 126 Kalkstein
- 127 Kalkstein
- 128 Kalkstein
- 129 Kalkstein
- 130 Kalkstein
- 131 Kalkstein
- 132 Kalkstein
- 133 Kalkstein
- 134 Kalkstein
- 135 Kalkstein
- 136 Kalkstein
- 137 Kalkstein
- 138 Kalkstein
- 139 Kalkstein
- 140 Kalkstein
- 141 Kalkstein
- 142 Kalkstein
- 143 Kalkstein
- 144 Kalkstein
- 145 Kalkstein
- 146 Kalkstein
- 147 Kalkstein
- 148 Kalkstein
- 149 Kalkstein
- 150 Kalkstein

Ostalpine Decken

- 151 Gneis
- 152 Gneis
- 153 Gneis
- 154 Gneis
- 155 Gneis
- 156 Gneis
- 157 Gneis
- 158 Gneis
- 159 Gneis
- 160 Gneis
- 161 Gneis
- 162 Gneis
- 163 Gneis
- 164 Gneis
- 165 Gneis
- 166 Gneis
- 167 Gneis
- 168 Gneis
- 169 Gneis
- 170 Gneis
- 171 Gneis
- 172 Gneis
- 173 Gneis
- 174 Gneis
- 175 Gneis
- 176 Gneis
- 177 Gneis
- 178 Gneis
- 179 Gneis
- 180 Gneis
- 181 Gneis
- 182 Gneis
- 183 Gneis
- 184 Gneis
- 185 Gneis
- 186 Gneis
- 187 Gneis
- 188 Gneis
- 189 Gneis
- 190 Gneis
- 191 Gneis
- 192 Gneis
- 193 Gneis
- 194 Gneis
- 195 Gneis
- 196 Gneis
- 197 Gneis
- 198 Gneis
- 199 Gneis
- 200 Gneis
- 201 Gneis
- 202 Gneis
- 203 Gneis
- 204 Gneis
- 205 Gneis
- 206 Gneis
- 207 Gneis
- 208 Gneis
- 209 Gneis
- 210 Gneis
- 211 Gneis
- 212 Gneis
- 213 Gneis
- 214 Gneis
- 215 Gneis
- 216 Gneis
- 217 Gneis
- 218 Gneis
- 219 Gneis
- 220 Gneis
- 221 Gneis
- 222 Gneis
- 223 Gneis
- 224 Gneis
- 225 Gneis
- 226 Gneis
- 227 Gneis
- 228 Gneis
- 229 Gneis
- 230 Gneis
- 231 Gneis
- 232 Gneis
- 233 Gneis
- 234 Gneis
- 235 Gneis
- 236 Gneis
- 237 Gneis
- 238 Gneis
- 239 Gneis
- 240 Gneis
- 241 Gneis
- 242 Gneis
- 243 Gneis
- 244 Gneis
- 245 Gneis
- 246 Gneis
- 247 Gneis
- 248 Gneis
- 249 Gneis
- 250 Gneis
- 251 Gneis
- 252 Gneis
- 253 Gneis
- 254 Gneis
- 255 Gneis
- 256 Gneis
- 257 Gneis
- 258 Gneis
- 259 Gneis
- 260 Gneis
- 261 Gneis
- 262 Gneis
- 263 Gneis
- 264 Gneis
- 265 Gneis
- 266 Gneis
- 267 Gneis
- 268 Gneis
- 269 Gneis
- 270 Gneis
- 271 Gneis
- 272 Gneis
- 273 Gneis
- 274 Gneis
- 275 Gneis
- 276 Gneis
- 277 Gneis
- 278 Gneis
- 279 Gneis
- 280 Gneis
- 281 Gneis
- 282 Gneis
- 283 Gneis
- 284 Gneis
- 285 Gneis
- 286 Gneis
- 287 Gneis
- 288 Gneis
- 289 Gneis
- 290 Gneis
- 291 Gneis
- 292 Gneis
- 293 Gneis
- 294 Gneis
- 295 Gneis
- 296 Gneis
- 297 Gneis
- 298 Gneis
- 299 Gneis
- 300 Gneis



- 44 Melan
- 45 Quarzlage in polykristallinem Granitgneiss (Schlier)
- 46 Plutisches Granitgneiss (Schlier)
- 47 Hauptgneis
- 48 Quarzlage in Granitgneiss (Schlier)
- 49 Granitgneiss (Schlier)
- 50 Granitgneiss (Schlier) mit Gneissophyllen (mit Schwarzbau)
- 51 Mikrocrinoid Granit (SE Lungau)
- 52 Amphibol
- 53 Kleinblättriger Plagioklas-Anorthosit (NE-S. Mittel und S. Bergbau)
- 54 Granitgneis und Mikroklin-Anorthosit
- 55 Granitgneis (W. Bergbau und Kerschitz)
- 56 Dufrenoyit-W. Zwickel-Anorthosit
- 57 Amphibol-Anorthosit, Gneiss (Schlier) und Mikroklin-Schlier
- 58 Polykristalliner Plagioklas (T. Bergbau) stratigraphisch (Kerschitz-Anorthosit, W. und K. Bergbau, NE T. Bergbau)
- 59 Granitische Plagioklas mit Lager von Granitgneiss (Schlier) (E. Gneiss)
- 60 Chloritgneis (W. Bergbau)
- 61 Pyroxen, Biotitgneis und Mignolit mit Lager von Plagioklas, Gneiss (Schlier) und Chlorit-Schlier (Plagioklas)
- 62 Pyroxen mit Plagioklas-Knoten (Schlier)
- 63 Pyroxen mit Plagioklas-Anorthosit (Schlier)
- 64 Metakonglomerat Plagioklas (Gneis, Biotit, Amphibol, Pyroxen, Neokalzin)

Penninische Decken

65 Chloritgneis (Kerschitz)	Biotit-Schlier (Altkerschitz)
66 Quarzlage in Gneiss (Schlier)	
67 Gneiss (Schlier)	
68 Schwarzbau	
69 Gneiss (Schlier)	
70 Serpentin und Talk (Schlier)	
71 Kalkschlier mit Lager von Kalkstein und Kohlenstein	Biotit-Schlier (T. Bergbau) (Altkerschitz)
72 Quarz (T. Bergbau, Schlier)	
73 Schwarzbau (T. Bergbau, Schlier)	
74 Dolomit	
75 Kalkstein	
76 Karbonat	
77 Löss	
78 Löss (Schlier)	
79 Klein- bis mittelblättriger Mikroklin-Anorthosit, Amphibol-Anorthosit, Amphibol-Anorthosit	Biotit-Schlier (T. Bergbau) (Altkerschitz)
80 Kalkschlier (N. Bergbau)	
81 Schwarzbau und Amphibol-Anorthosit (Schlier)	Metachlier (T. Bergbau) (Altkerschitz)
82 Stark verschufener epimetamorpher Gneis, Mignolit und Amphibol (T. Bergbau) (Schlier) (Altkerschitz)	Kerschitz (Altkerschitz) (Altkerschitz)
83 Talkschlier	
84 Mittel- bis kleinblättriger Amphibol	
85 Pyroxen, Biotit, Mignolit (T. Bergbau) (Altkerschitz)	

Schichtung und Schieferung

- + Senkrechte Lage
- + Fallen 0 - 30°
- + Fallen 31 - 60°
- + Fallen 61 - 84°
- + super-Stellung

Linienation (meist ident mit der Hauptlinienation)

- horizontal Lage
- Steigung 0 - 30°
- Steigung 31 - 60°
- Steigung 61 - 84°
- Übergang einer jüngeren auf eine ältere Linienation

— — — — — synklinale, antyklinalische Störung

TT Stollen, A. Schlier und Folgen chemischer Bergbau

⊞ Aufgehobener Hügel (Antiklinale und Leertour)

⊞ Stollen

⊞ Kies-, Sand-, Tongebirge und Strempelung aus Hauptgneis

0 0.5 1 2 km

Maßstab 1 : 25.000

Verarbeitet mit Genehmigung des Bundesamtes für Bergbau und Vorkommensangelegenheiten (Landschaftsamt) in Wien, Zf. L. 60 227/89

© Copyright by Ges. d. Geol. Bergbauwissenschaften in Austria, 1989. Mit d. Ges. Geol. u. Bergbauwissenschaften in Österreich, 38, 1989

Neu aufgenommen von CH. ENNER in den Jahren 1981 bis 1988.
 Mit Berücksichtigung älterer Aufnahmen von CH. ENNER (1940);
 A. TOLMANN (1961), G. LETOUZE ZEZULA (1976) und
 A. NOWOTNY (1976).

**Sedimentationsgeschehen und Biofazies innerhalb der
Nördlichen Kalkalpen während der kretazischen Orogenese
(Schwerpunkt: Gosau-Formation – Coniac/Santon)**

von
Otto Leiß

mit 17 Abbildungen und 1 Tabelle

Schlüsselwörter
Intrakalkalpine (Ober-) Kreide
Sedimentologie
Mikrofazies
Paläogeographie
Orogenese
Deckentektonismus

Anschrift des Verfassers:

Dr. Otto Leiß
IFS, Ingenieurbüro für Spezialtiefbau
Augustenstraße 115
D-8000 München 40

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	36	S. 39–85	Wien, 1990
---------------------------------------	----	----------	------------

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung	40
Abstract	41
2. Einleitung	42
3. Die Gosau vom Muttekopf	42
3.1. Lithologische Aspekte der Muttekopf-Gosau	42
3.2. Fossilfundpunkte und Fossilien der Muttekopf-Gosau	44
3.3. Sedimente des alluvialen Fächers	46
3.4. Die subaquatischen, gravitativ verfrachteten klastischen Gesteine	47
3.5. Die geologisch-fazielle Entwicklung der Muttekopf-Gosau im Überblick	47
3.6. Die Muttekopf-Gosau im geologisch-tektonischen Rahmen	54
4. Die Gosau von Brandenburg	56
4.1. Die alluviale Fazies der Brandenberger Gosau	56
4.2. Die terrigen-klastische – biogen-karbonatische Mischfazies des Seichtwasserschelfs	57
4.2.1. Rudisten-Biolithite	61
4.3. Die Beckenfazies: Brandenberger Ache/Mühlbach	64
4.4. Paläogeographische Aspekte der Brandenberger Gosau	67
5. Die Gosauvorkommen im Raum Salzburg – Bad Reichenhall	68
5.1. Die Nordfazies der Gosauvorkommen im Salzburger Raum	68
5.1.1. Die Gosau vom Gaisberg	68
5.1.2. Das Gosauvorkommen von Morzg	70
5.1.3. Die Beckenfazies (Glanegg) der gosauischen Nordfazies	70
5.2. Die Südfazies der Gosau im Salzburger Raum	71
5.3. Der geologische Rahmen der Gosauvorkommen um Salzburg	73
5.4. Die Walserbergserie	74
5.5. Die Roßfeldschichten	75
5.6. Paläogeographie und tektonischer Rahmen	75
6. Die Stellung der Gosau im großtektonischen Rahmen	76
7. Literaturverzeichnis	80

1. Zusammenfassung

Die Beckenanalyse von Gosauvorkommen zeigt für die tiefere Gosau (Coniac–Unt.-Santon), daß Sedimentation und Biofazies vom vorgegebenen geomorphologischen Relief abhängen. Dieses erhält seine Prägung durch geodynamische orogentische Prozesse im Untergrund, deren Motor die Subduktion penninischer Anteile ist. Fazielle Studien ergeben eine frühe Anlage von intraplate-Trögen, die zunächst den alluvialen Schutt von antiklinalen Erhebungen aufnehmen, bevor sich flachmarine Bedingungen einstellen. Durch sedimentologische und biofazielle Analysen ergibt sich eine Beckengeometrie von asymmetrischer Gestalt mit weiten flachen Nordschenkeln und steilen kurzen Südschenkeln. Dabei repräsentieren diese Becken den Muldenbereich von Flexuren. Die Anlage von Flexuren ist die Konsequenz der durch subduktive Vorgänge hervorgerufenen Raumverengung, wobei der Muldenbereich als Depotraum für synorogene Sedimente zur Verfügung steht. Diese Sedimente reagieren rasch auf Veränderungen der Liefergebiete und der Beckenmorphologie und verkörpern Zeugen

jener orogenetischen Prozesse und Bewegungen, die sich bis an die Oberfläche der austroalpinen Krustenscholle durchpausen und damit das Sedimentationsgeschehen kontrollieren. Für manche Kreidenvorkommen konnte somit eine direkte Beteiligung am Ausformungsprozeß von höchsten kalkalpinen Decken gezeigt werden, da sich auf Grund der Beckenanalyse die Entwicklung dieser Tröge dechiffrieren läßt. Die orogene Kompression führt zu Subsidenz und Verteilung der Beckenschultern, so daß die für intraplate-Tröge typischen Olisthostrome gebildet werden, die mit ihren teils riesigen Olistholithen tektonische Prozesse wie Abscherungen des Untergrundes markieren. Bruchdeformation und Abscherung bilden sich im Deformationsmaximum aus, so daß sich entlang listrischen Bewegungsflächen eine Deckenstapelung vollzieht. In Anlehnung an BLUMER's Modell der Deckengenese durch Überfaltung (BLUMER 1905) wird hier unter besonderer Berücksichtigung der Unterströmungstheorie von AMPFERER (1906) und AMPFERER & HAMMER (1911) eine **Deckenbildung durch „Untermuldung“** vorgeschlagen.

JACOBESHAGEN (1986) beschrieb in den Helleniden die synorogenen sedimentären Prozesse in Abhängigkeit von der jeweiligen tektonischen Einheit. Die gleiche Art der Sedimentation mit einem Systempaar eines finalen Flyschs auf der tieferen tektonischen Einheit und einem Molassestadium auf der höheren tektonischen Einheit konnte in den Nördlichen Kalkalpen erkannt werden. Hier beendet der finale Flysch (d.h. synorogene Olisthostrome – z.B. Roßfeldschichten) die kontinuierliche Sedimentation auf der tieferen tektonischen Einheit, wohingegen nach einem Hiatus ein neuer Sedimentationszyklus mit der molasseähnlichen basalen Gosau im Coniac auf der höheren tektonischen Einheit einsetzt.

Abstract

The basin analysis of the Gosauian deposits demonstrates that the sedimentation and the biofacies depend in the lower series of the Gosau from the existing geomorphology being controlled by geodynamic orogenic processes in the basement. Thereby the subduction of Penninic elements represents a dominating factor of orogeny.

The facial studies reveal an early construction of intraplate troughs, at first collecting the alluvial debris of anticlinal elevations before epicontinental conditions can extend. Sedimentological and biofacial analysis indicates a basin geometry of asymmetric shape with flat northern limbs and short steep southern limbs. These basins represent the basin area of wide flexures. The construction of flexures is the response to the spatial shortening provoked by subductional processes, whereby the troughs act as depocentres of synorogenic sediments. While filling the compressional troughs these sediments quickly react to changes of the source areas and of the basin morphology and represent as a whole witnesses of orogenic movements which trace over up to the surface of the Austroalpine block and control the dynamics of sedimentation.

It was possible to demonstrate a direct participation of some Cretaceous deposits in the slow and steady processes of modelling development of some of the highest tectonic units of the Northern Calcareous Alps.

The orogenic compression leads to subsidence and steepening of basin flanks. The olistostromes being typical for intraplate troughs mark tectonic processes like the decollement of the basement with the incorporation of partly huge olistolithes. Fractional deformation and decollement develop in the centre of deformation after a long

period of sole prevailing of bending stress; hence it follows the nappe piling along listric dislocation planes.

Referring to BLUMER's model of nappe genesis by overfolding (BLUMER 1905), here a formation of nappes is proposed by the process of "underthrouging" with special respect to the „Unterströmungstheorie“ of AMPFERER (1906) and AMPFERER & HAMMER (1911).

JACOBESHAGEN (1986) described in the Hellenids the synorogenic sedimentary processes dependent on each tectonic unit. The same type of sedimentation with a couplet of a final flysch on the lower tectonic unit and a molasse stage on the higher unit could be found in the Northern Calcareous Alps. Here the final flysch (i.e. synorogenic olistostromes – e.g. Roßfeld Formation) terminates the continuous sedimentation on the lower tectonic unit, while after a hiatus a new sedimentation cycle starts with the molasse-like basal Gosau in the Coniacian on the higher unit.

2. Einleitung

In dieser Arbeit werden von 10 Gosauvorkommen der westlichen bis mittleren Nördlichen Kalkalpen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut) die drei wichtigsten vorgestellt und bezüglich ihrer genetischen Stellung diskutiert. Auf Grund der Detailkenntnisse der einzelnen untersuchten Kreidevorkommen konnten wesentliche Gemeinsamkeiten des sedimentären Geschehens in Abhängigkeit tektonisch struktureller Baupläne herausgearbeitet werden. Nach der Korrelation regionaler Strukturen wurden die ermittelten überregionalen Strukturschemata in Beziehung zu evolutiven orogenetischen Abläufen gestellt. Die Komplexität der Thematik benötigte darüber hinaus eine kurze Bearbeitung anderer wichtiger synorogener Kreideserien wie der Roßfeldschichten, der Walserbergerie oder cenomaner Serien und wichtiger großtektonischer Einheiten wie z.B. des Südpenninikums. Abb. 1 zeigt in der Übersicht den geologischen Rahmen der untersuchten Gosauvorkommen.

3. Die Gosau des Muttekopfes

3.1. Lithologische Aspekte der Muttekopf-Gosau

Eine zentrale Rolle bei der Bearbeitung von Gosaugeröllern spielt die lithologische Zusammensetzung der Geröllvölker. Danach schließt sich sogleich die Frage nach der Herkunft und dem Ursprung dieser Gesteine an. Neben der lithologischen Besonderheit der zumeist niedrig metamorphen Quarze, Quarzite, Porphyrvarietäten und basischen Vulkanite fiel bereits AMPFERER (1916) die Modellierung dieser Komponenten (u.a. Windkanter) auf, die nicht nur wegen ihrer stofflichen Zusammensetzung, sondern auch auf Grund der wohlgerundeten Gestalt neben dem oft sehr eckigen Stückgut des aufgearbeiteten Kalkalpins als Exotika die Aufmerksamkeit auf sich lenken. Vom sedimentologischen Standpunkt ist ein Großteil dieser Geröllvölker einfach als Restschotter zu bezeichnen, die den vielfältigen Einflüssen des Transports, der Umlagerung und dem Verbleib in Bodenhorizonten (lateritische Verwitterung)

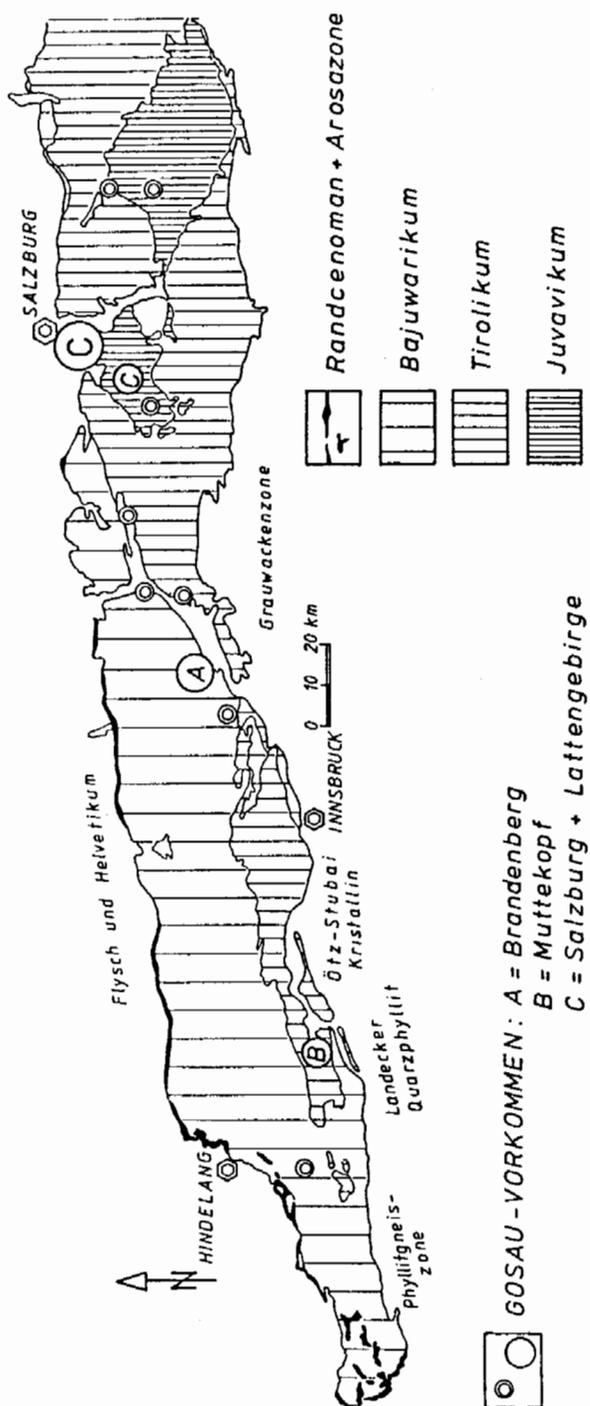


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte mit Angabe der beschriebenen Gosauvorkommen

ausgesetzt waren. In der Muttekopf-Gosau kommen Exotika sowohl als gut gerundete Gerölle als auch als eckige Fragmente in den unterschiedlichsten Größen vor (Verrucano? bis Kleinwagengröße im Olisthostrom Nr. 6, Abb. 2, 3, 4).

Dies ist auch vereinbar mit der sedimentologischen Eigenart der Muttekopf-Gosau, die hauptsächlich von Turbiditen und Olisthostromen dominiert wird. Gravitative Massentransportprozesse sind in der Lage, jedes Material aus den unterschiedlichsten Ablagerungsräumen (z. B. ehemalige Deltaablagerungen) in einen neuen Depot-Raum zu verfrachten.

Die Lithologie der Komponenten aus der Muttekopf-Gosau wurde von AMPFERER (1912), SANDER (1917) und von WOPFNER (1954) untersucht und beschrieben.

Da neben den nicht-sedimentären Exotika auch sedimentäre Exotika wie jurassische Flachwasserkalke (Typ Sulzfluhkalk) und Urgongerölle von großer paläogeographischer Bedeutung sind, wurde nach derartigen Geröllen Ausschau gehalten und daraufhin resedimentierte (Fein-)Brekzien und Psammite untersucht, auch wenn sie dem Phänotyp einer klastischen Verrucanoserie entsprachen. Dabei ergab sich folgender, interessanter Befund, daß in einer erzimprägnierten, düster roten Brekzie ein Radiolaritgeröll mit einer hydrothermalen Kluftverfüllung, Metasiltsteine, ein quarzitischer Gneis (freundl. mündl. Mitt. v. Priv. Doz. Dr. HEINISCH), neben dem Hauptanteil an Quarzen, die alle Deformationsstadien wie auch shearbands aufweisen, angetroffen wurden. Mit der Diagnose eines eindeutigen Radiolarits aus dem alpinen Mesozoikum (Jura/Unterkreide?) ist die resedimentierte Brekzie keinesfalls mehr dem Verrucano zuzuordnen. Die intensive Einfärbung durch Erzlösungen (vgl. Bauxit in der Gosau!) läßt auf eine subserische Exposition schließen, unter der sich vermutlich auch die Komponenten unterschiedlichen Rundungsgrades zu dieser Brekzie formierten. Zwanglos lassen sich die Quarze und quarzitären Typen aus abgetragenen Verrucanoarealen beziehen. Tatsächlich sind mesozoische Radiolarite wie auch andere Jura- und Kreidegesteine in der Muttekopf-Gosau nicht selten, wobei vielfach im Inneren der Radiolarit Zonen und Höfe intensiver Erzimprägnierung, aber auch Auslöschungsphänomene zu beobachten sind, wenn diese eine intensive tektonische Belastung erfahren haben. Ein unreifer Metagrauwackensandstein entspricht nach Priv. Doz. Dr. HEINISCH (freundl. mündl. Mitt.) durchaus Varietäten aus den Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone). Bedeutsam für paläogeographische Überlegungen ist der Fund eines grobkörnigen, plagioklasreichen Gabbro, auf den später noch eingegangen werden soll.

3.2. Fossilfundpunkte und Fossilien in der Gosau des Muttekopfes

Obwohl bislang alle Gosauvorkommen gerade wegen ihres Fossilreichtums schon sehr früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich zogen (z. B. BOHADSCHE 1782), galt der Muttekopf bislang als eine nahezu sterile Oberkreideserie. In der Tat sind Fossilfundpunkte – gleich ob Mikro- oder Makrofauna – immer noch eher die Ausnahmeerscheinung. Entscheidend ist die Tatsache, daß Fossilien immer nur in Abhängigkeit von bestimmten Faziestypen angetroffen wurden. Einen besonders „ergiebigen“ Horizont stellen gelblich anwitternde mergelige Kalksande (lithoklastischer wacke-/packstone mit \pm Bioklasten) in auffällig kompakten, dicken Bänken dar, die als litorale Fazies mit parautochthoner Fauna zwischen Inoceramenmergeln des tie-

feren Wassers und den terrestrischen (Grob-)Klastika vermitteln. Eine solche Situation liegt im westlichen Gebiet der Plattein-Wiesen vor. An Störungen abgesetzt oder durch Einschnitte mehrmals aufgeschlossen, tritt diese Fazies in den Gräben zwischen 1850–2100 m NN (z. B. im Plattigbachl), in der weiteren Umgebung der in der geologischen Karte von AMPFERER (1932) eingetragenen Inoceramenfundstelle zu tage. In diesem Areal konnten auf Grund erster Andeutungen durch Herrn cand. geol. T. EUTEBACH doch einige Gosau-typische Fossilien geborgen werden. Innerhalb weniger Profilmeter vollzieht sich der Übergang in die grauen Mergel (litho-/bioklastischer wackestone) des tieferen Wassers, so daß die wichtigsten Fossilien kurz zusammen aufgeführt werden: CNIDARIA (*Peplomilia* aff. *latona*, *Phyllosmilia* sp., *Cyclophyllopsis* sp., *Cunulites* sp.), BIVALVIA (*Plagiopychus aquilloni*, *Ostracea*, *Inoceramus undulatoplicatus*, *Lithophaga alpina*), irreguläre Seeigel; GASTROPODA (*Turritella* sp., *Cerithium* sp.), CEPHALOPODA (*Gaudryceras mite*); PROTOZOA (*Miliolacea*, *Textularia* sp., *Rotalia* sp., *Globotruncana linneiana*, *G. bulloides*, *Marginotruncana tricarinata*, *M. pseudolinneiana* e. gr. *G. lapparenti*) – vgl. F1 in Abb. 4.

Eine fast identische Faziesentwicklung und Lithologie wie im Platteingebiet präsentiert sich auf der östlichen Fundeisalme, unterhalb der Kübelwände zwischen 2100 und 2200 m NN nördlich der Störung des oberen Fundeisbachs mit kompakten gelblich anwitternden Kalkareniten (lithoklastischer wacke-/packstone mit \pm Bioklasten), die wie im Gebiet von Plattein angebohrte Strandgerölle (*Lithophaga alpina*) und eckige Gesteinsfragmente aus der kalkalpinen Trias enthalten. Auch hier vollzieht sich ein rascher Übergang (etwa 10 Profilmeter) in die Inoceramenmergel (bio-/lithoklastischer wackestone) des tieferen Wassers. Diese Fundstelle F2 enthält im wesentlichen die selben Faunenelemente wie die Fundstelle F1 der Platteinwiesen.

Für die Fossilfundpunkte Plattein F1 und Fundeisalme F2 kann die Altersangabe auf die Zeit Ob.-Coniac–Unt. Santon eingeengt werden, da die gelegentlich reiche Planktonfauna keine 1-kieligen Formen enthält (freundl. mündl. Mitt. v. Dr. K. F. WEIDICH).

Die weiteren Fundpunkte sind an den „Oberen Sedimentkomplex“ (WOPFNER 1954) gebunden, dessen tiefe Anteile das Olisthostrom Nr. 6 (vgl. Abb. 2, 3, 4) aufbauen und das zum Hangenden von mass flow-Ablagerungen, Turbiditen und Siltiten abgelöst wird. Für den Oberen Sedimentkomplex ergibt sich ein Ob.-Maastricht-Alter (LEISS & MOUSSAVIAN in Vorb.), wenngleich umgelagerte, oberkretazische Globotruncanen nicht selten anzutreffen sind. Fundpunkt F3 entstammt einer tiefen Position, noch unterhalb des Olisthostroms Nr. 6 und ist stratigraphisch zwischen höchsten Anteilen des „Unteren Sedimentkomplexes“ (WOPFNER 1954) und den basalen turbiditischen Anteilen des „Oberen Sedimentkomplexes“ einzuordnen. In den (Grob-)Psammiten fanden sich Fragmente von Korallenstöckchen, benthonische und planktonische Foraminiferen und Rotalgen.

Olisthostrom Nr. 6 birgt in sich ein Sammelsurium an unterschiedlichsten resedimentierten Mergelfragmenten, die zudem durch ihre Farbenvielfalt auffallen. Einen interessanten Faziestyp hieraus vertritt eine kleinere rote Mergelscholle in der (hemi-)pelagischen Fazies der stratigraphisch tieferen Nierentaler Schichten bzw. der Couches Rouges mit *G. linneiana* und *M. tricarinata* (F4), deren Auftreten einen Altersbereich Ob.-Coniac–Unt. Santon anzeigt, obwohl dem Olisthostrom Nr. 6 insgesamt ein Ob.-Maastricht-Alter zukommt.

Da die Olisthostrome in der Lage sind, auch Strecken von wenigen Zehner-Kilometern zu überbrücken und die Distanzen im verhaltenen Kriechtempo oftmals innerhalb

langer geologischer Zeiträume zurücklegen, muß auch in Betracht gezogen werden, daß ein Teil dieser Mergelfragmente nicht dem unmittelbaren Ablagerungsraum des Gosaubeckens entstammt, sondern Olisthostrome diese als Frachtgut gleich dem exotischen Detritus aus ferneren mobilen Sedimentationsräumen solange mitschleppen, bis die labile Sedimentmasse endlich zur Ruhe kommt.

Der Obere Sedimentkomplex schließt mit dem Dach des „Orbitoiden-Lithothamnien-Sandsteins“ ab, dessen Gehalt an Fossilien bereits WOPFNER (1954) durch die charakteristische Namensgebung zum Ausdruck brachte. Es ergab sich folgender Fossilinhalt (F5) (einige Arten nach freundl. mündl. Mitt. von Dr. I. MOUSSAVIAN): BIVALVIA (*Hippuritacea*), ECHINODERMATA, BRYOZOA (*cyclostomata*), PROTOZOA (*Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Planorbilina cretae*, *Siderolites* sp., *Textularia* sp., *Haddonina* sp., *Globotruncana elevata/stuartiformis*) und RHODOPHYTA (*Lithothamnium andrusovum*, *L. cuvielleri*, *Archaeolithothamnium* sp., *Mesophyllum* sp.).

3.3. Sedimente des alluvialen Fächers (alluvial fan)

Im Gebiet der Plattein-Wiesen dokumentiert sich das Einsetzen der Ob.-Kreide-Sedimentation mit monomikten, eckigen, dolomitischen in situ-Verwitterungsbrekzien/Hangschuttbrekzien, deren Übergang in die Hauptdolomitbasis eine allmähliche ist. Diese Basalbildungen werden ziemlich abrupt von rötlichen Brekzien, Fanglomeraten und Konglomeraten abgelöst, deren Einfärbung das lateritisch-siltige, gelegentlich auch lateritisch-tonige Zwischenmittel der zumeist komponentengestützten Grobklastika verursacht. Der Anteil echten Bauxits (LEISS 1989) ist gering, dabei überwiegt bei weitem der dolomitische Silt (packstone/Mikrobrekzie).

Die fast durchwegs massigen Bänke lassen nur selten interne Gefügemerkmale wie parallele, flache Schräg- und Kreuzschichtung (u.a. ein Beispiel von herringbone crossbedding auf 5 m innerhalb lateritischer Feinkiese) erkennen (vgl. HOOKE, 1967; BULL 1972; NILSEN, 1982; BALLANCE, 1984). Die Ablagerung der mono-/(oligo-)mikten Brekzien und Fanglomerate aus kalkalpinem Schutt vollzog sich im Sedimentationsraum alluvialer (Piedmont-)Fächer (alluvial fan). Den Abschluß dieser Serien bilden Konglomerate mit ± sandreicher Matrix, deren Absatz im strömenden Wasser – high-gradient braided stream/Scott-Typ (MIALL, 1977) – diskutierbar wäre. Die Megasequenz ist durch Retrogradation (NILSEN, 1982) der mehr distalen Fazies (sandige Konglomerate) über die proximale Piedmont-Fächerentwicklung (lateritisch eingefärbte Brekzien/Fanglomerate) gekennzeichnet. "Fan sequences consist of mixtures of stream flow deposits, debris flow and related deposits and landslide deposits" (NILSEN, 1982: 84). AMPFERER (1930) und WOPFNER (1954: 71) interpretieren die gesamte Serie als fluviatile Bildungen. Ein Großteil dieser grobklastischen Sedimente des alluvialen Fächers unterlag besonders in den unteren und mittleren Profiltteilen den gravitativen Transportprozessen des subaerischen debris flow.

Schon ein geringer Zuschlag von Ton und ein kleiner Anteil Wasser setzen die Fließfestigkeit und die innere Reibung (Schmiermitteleffekt durch den Ton) so weit herab, daß ein Fließen selbst auf geringen Hangneigungen möglich wird (RODINE & JOHNSON, 1976).

3.4. Die subaquatischen, gravitativ verfrachteten klastischen Sedimente

Mengenmäßig dominieren diese autokinetischen Sedimente innerhalb der Muttekopf-Gosau. Turbidite von geringer Dichte bauen Sandsteine und Siltite auf (BOUMA 1962) und bilden häufig das Hangende von Turbiditen hoher Dichte oder Schuttströmen (vgl. NARDIN et al. 1979, LOWE 1979, 1982). Turbidite und Schuttströme entstehen während eines einmaligen Vorgangs (event), wohingegen bei Olisthostromen auf Grund der oft langen Transportdauer nicht mehr von einem Ereignis gesprochen werden kann. Häufig sind die Olisthostrome komplex aufgebaut. Die Bewegungsbahn der laminar hangabwärts gleitenden olisthostromatischen Sedimentmasse (basale Scherzone – vgl. Basis des Olisthostroms Nr. 6 am Muttekopf-Rotkopfgrat in Abb. 3/4) kann erosiv in die liegenden Sedimente eingreifen. Das vielfach sehr langsame Kriechen ($0,3-1 \text{ km}/10^6 \text{ a}$ nach GÖRLER & REUTTER 1968) führt zu einer Amalgamierung unterschiedlichster Sedimente jeder Korngröße (Olistholithe bis Tonminerale) mit oft hohem Feinkornanteil (Kohäsion), wobei die Aufnahme von Schollen ursprünglicher, bereits semikonsolidierter Sedimente nicht selten anzutreffen ist – vgl. „Ohrmuschelfalten“ nach AMPFERER 1930:193, Abb. 8). So wurden Schollen von tonigen Siltiten in der Fazies der Couches Rouges angetroffen, die heute anstehend nicht zu finden sind. Als durchbewegte Sedimentmasse ist durchaus damit zu rechnen, daß eine mehrfache Mobilisation (ggfs. Umkehr der Transportrichtung!) des labilen Sedimentakkumulats stattgefunden hat, in dem Maß wie sich eine Veränderung der Beckengeometrie durch die Intensivierung der orogenen Prozesse vollzogen hat. Im Falle der Muttekopf-Gosau war dies sicherlich der Fall. Wichtige Arbeiten zum Thema der für die intraplate-Tröge typischen Olisthostrome sind: GÖRLER & REUTTER 1968, ABBATE et al. 1970, HOEDEMAKER 1973, RICHTER 1973.

3.5. Die geologisch-fazielle Entwicklung der Muttekopf-Gosau im Überblick

An die großenteils gravitativ verfrachteten, roten Brekzien/Fanglomerate (inner fan-Komplex) schließen sich massige Konglomerate mit mehr oder weniger sandigem Zwischenmittel (middle fan) als alluviale Bildungen des strömenden Wassers an, die ziemlich rasch von einer mergelig beeinflussten Fazies (Mergel, Silte, lithoklastischer wacke-/packstone mit \pm Bioklasten) mit parautochthonen und allochthonen Flachwasser-Faunenelementen (vgl. Abb. 4, Tab. 1) abgelöst werden. Schon wenig höher im Profil zeigt die Fauna der grauen Mergel tieferes Wasser an (Ammoniten, Inoceramen und Globotruncanen) und es setzt sich eine im weitesten Sinne turbiditische Fazies (Olisthostrome, psephitische und psammitisch/pelitische Turbidite) durch.

Obwohl im NE der Muttekopf-Gosau (Plattein) eine Fazieswanderung (Retrogradation) vom alluvialen Fächer über das deltaisiche Milieu ins (Sub-)Litoral und Marin (vgl. hierzu: STANLEY & UNRUG 1972, MUTTI 1974, WHITAKER 1974, SURLYK 1978 fide STOW 1986:441, Abb. 12.41) vorliegt, wird mit den höheren Profilabschnitten dem Modell von Olisthostromen in orogenen intraplate-Trögen anstelle eines Fächerenvironments in Tiefseerinnen der Vorzug gegeben. Für orogene intraplate-Trogfüllungen wie die unterkretazischen Roßfeldschichten (vgl. hierzu die Interpretation von FAUPL & TOLLMANN 1979) oder die oberkretazische Muttekopf-Gosau ist das Modell von vorstoßenden Tiefseerinnenenvironments, wie es von PIPER et al. 1973 und MOORE & KARIG 1976 für Tiefseerinnen im ozeanischen Milieu ent-

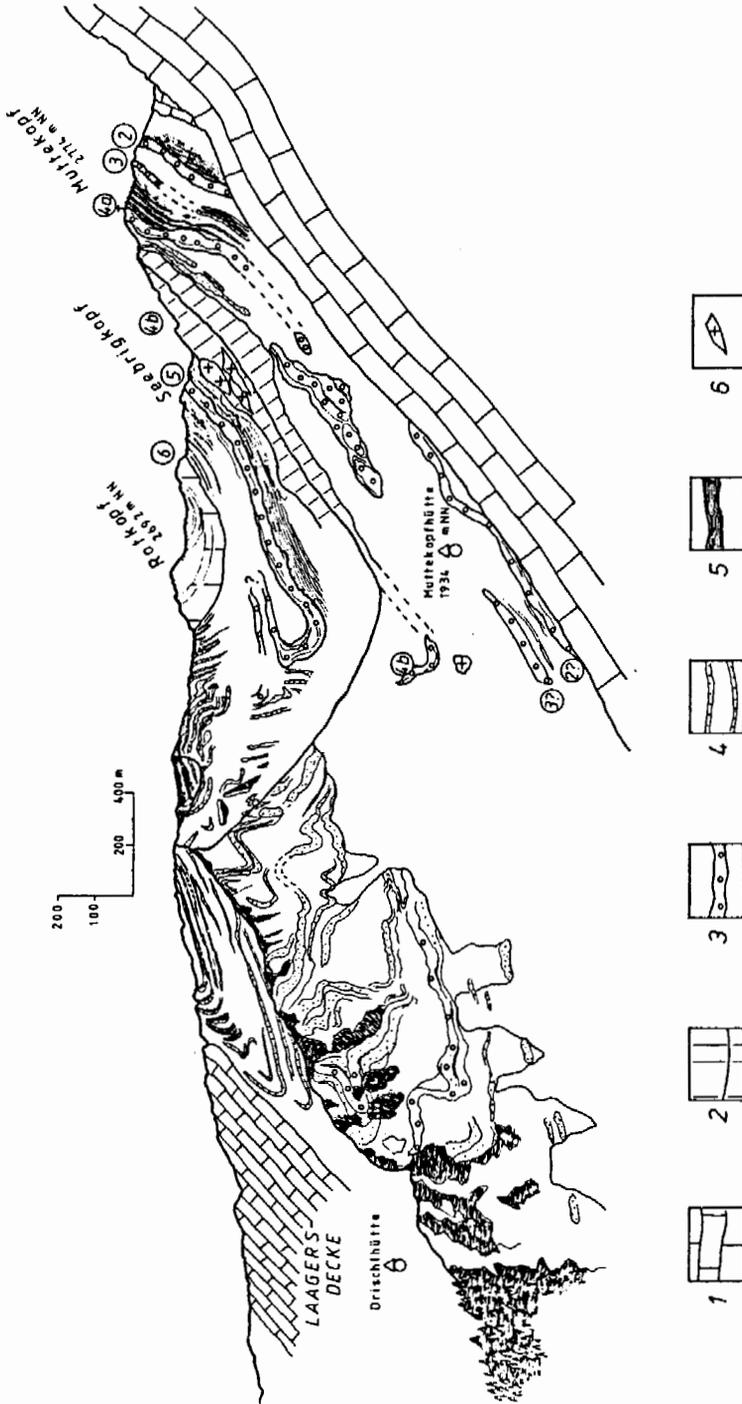


Abb. 2: Blick von der Obermarkter Alpe auf die Mutteköpflith ins Seebriß, auf den Rotkopf (E-Flanke) und den Mutteköpflith (E-Flanke). Im S überfährt die Laagersdecke, die zur Krabachhochdecke als höchste kalkalpine Deckeneinheit im W gezählt wird, die Mutteköpflith-Gosau. Die olisthromatischen Horizonte sind vom Liegenden ins Hangende fortlaufend nummeriert. Die Olistholithe sind von amalgamierten Sedimentmassen umgeben und ragen aus diesen heraus.
 1) Trias, 2) Olisthrome mit Olistholithen, 3) grobe, olisthromatische Bänke, 4) Psephit-Bänke, 5) Pelite/Psammitite, 6) Olistholith.

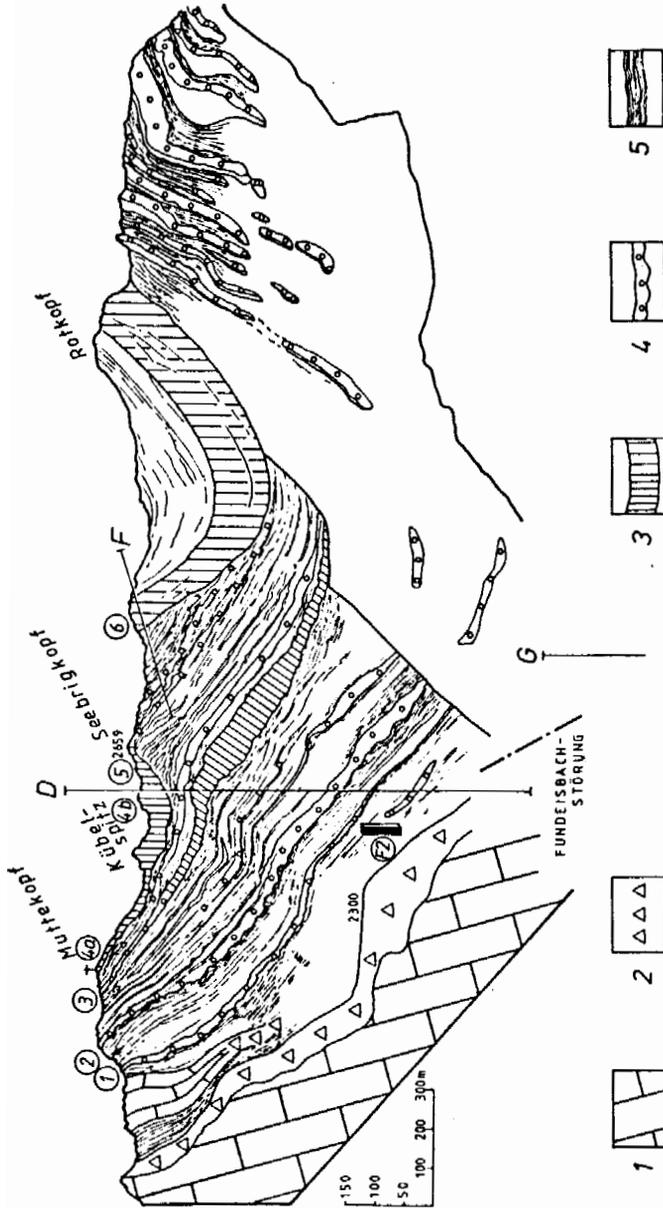


Abb. 3: Blick vom Galtsteintal auf die W-Flanken des Muttekopfs und Rotkopfs sowie auf die Kibbelwände.

Die im Säulenprofil Abb. 4 dargestellten Abfolgen wurden entlang den eingezeichneten Profilstrecken aufgenommen. Nördlich der Fundebach-Störung ist eine Rampe mit faunistischen Elementen des Flachwassers erhalten geblieben. Die sehr rasche Subsidenz wird durch den Übergang in Mergel des tieferen Wassers (Inoceramen, Globotruncanen) nach wenigen Profilm Metern angezeigt.

1) Trias, 2) mono-/oligomikite, kalkalpine Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brekzie, 3) Olisthostrome mit Olistholithen, 4) mächtige, amalgamierte Psephitbänke (kleinere Olisthostrome/debris flow), 5) Wechselagerung von turbiditischen Feinbrekzien/Konglomeraten/Psammiten/Peliten, F2) Fossilfundpunkt vgl. Kap. 3.2 in Abb. 4; Profilstrecken in Abb. 4 eingetragen.

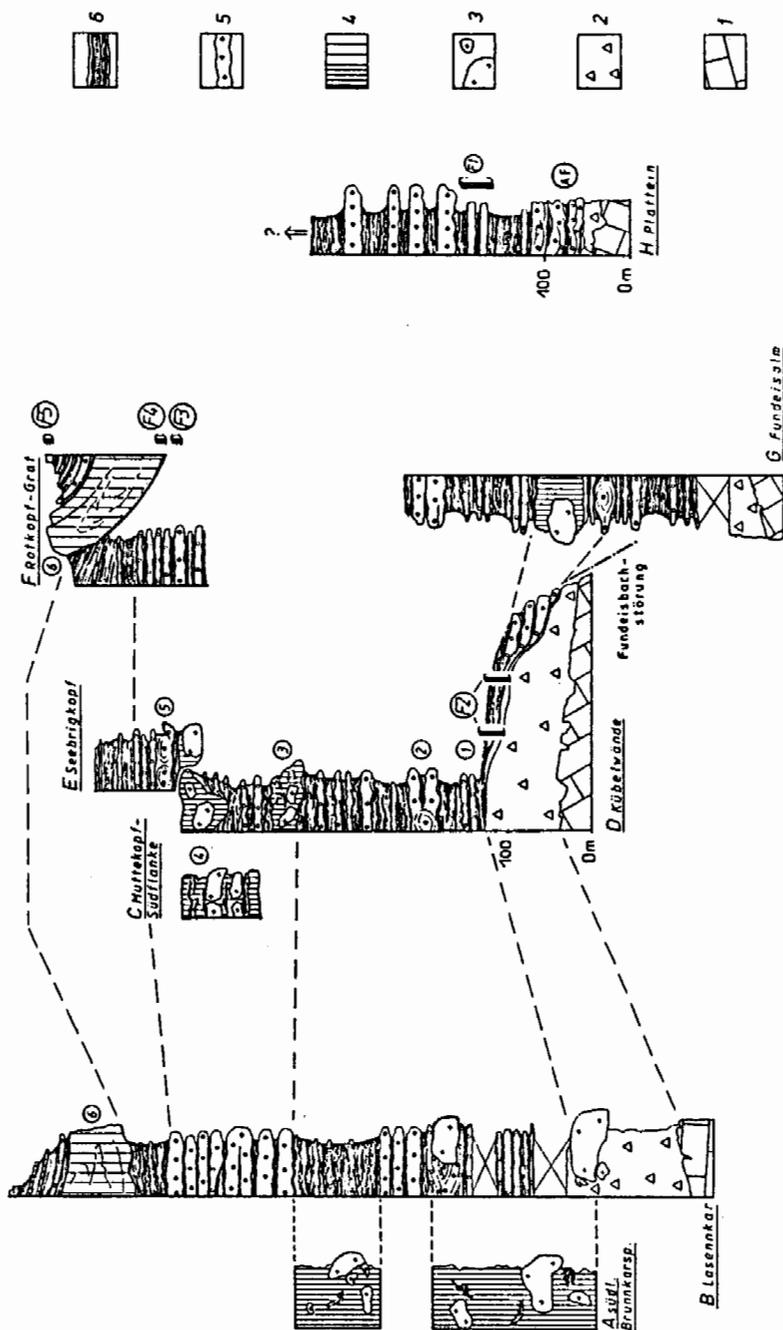


Abb. 4: Vergleichende Darstellung der Einzelprofile als Säulendarstellung in der Übersicht. Diese wurden auf Grund einer intensiven Feldarbeit im Zusammenhang mit Schrägluftbildern erstellt. Die Zahlen geben die korrelierbaren Olisthostrome an.

A) Kar SE Brunnkar, B) W-Seite des Larsenkar, C) Muttekopf-S-Flanke, D) Kübelwände, E) Seebriggkopf, F) Rotkopf-N-Grat, G) Fundeiszilm, H) Platten. — 1) Trias, 2) mono-/oligomikte, kalkalpine Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brekkien, 3) Olistholithe („Blaue Köpfe“), 4) amalgamierte Sedimentmassen = Olisthostrome mit Olistholithen, 5) grobklastische, zumeist amalgamierte (Block-)Brekkien, Fanglomerate und Konglomerate, 6) schichtige Psammite/Pelite in turbiditischer Fazies, AF) alluviale Fächerentwicklung, ± lateritisch-bauxitisches Zwischenmittel vgl. Kap. 3.3., F 1–5) Fossilfundpunkte vgl. Kap. 3.2.

Tabelle 1: Schematisiertes Sedimentationsmodell des Muttekopfs mit Angabe von Fossilfundpunkten, die der Übersichtsdarstellung der einzelnen Profilstrecken zu entnehmen sind (vgl. Abb. 4).

retrogradierende Fazies					
	progradierende Fazies				
		O B E R K R E I D E			
			O B. MAASTR.		
				F 5	
				F 3	
				F 4	
				F 1/2	
				F 2	
				F 1/2	
				F 2	

Im Dach der Profilsäule treten innerhalb von Feinbrekzien/Psammiten (debris flow, grain flow) im „Orbitoiden-Lithothamnien-Sandstein“ (WOPFNER, 1954) verstärkt regressive Faunen- und Florenelemente auf.
(BIVALVIA, ECHINODERMATA, CNIDARIA, BRYOZOA, benthonische und planktonische Foraminiferen, RHODOPHYTA).

Olisthostrom Nr. 6 (basaler Abschnitt des „Oberen Sedimentationskomplexes“ (WOPFNER, 1954) mit Turbiditen und mergeligen Einschaltungen; Resedimente mit (hemi-)pelagischen Mergeln.

Sedimentation von Olisthostromen (Nr. 1–5), Turbiditen und pelitischer Hintergrundsedimentation; u.a. oberantone Nierentaler Fazies bzw. Couches Rouges-Fazies (Umlagerung und Resedimentation erfolgte im Ob.-Maastricht im Olisthostrom Nr. 6) als Anzeiger für (hemi-)pelagische Verhältnisse.

marines Milieu: „Kalkmergel/Mergel“ (bioklastischer wackestone) (Cephalopoden, Inoceramen, planktonische Foraminiferen)

flachmarines Milieu: „mergeliger Kalkarenit“ (lithoklastischer wacke-/packstone mit Bioklasten)
(GASTROPODA, BIVALVIA, CNIDARIA, ECHINODERMATA, benthonische Foraminiferen)

Delta?: Ortho-/Parakonglomerate

alluviale Piedmont-Fächer: mono-/oligomikte Brekzien/Fanglomerate/Konglomerate des Kalkalpins: lateritische Einfärbung.

in situ Brekzien: monomikte Verwitterungs-/Hangschutt- (Block-)Brekzien

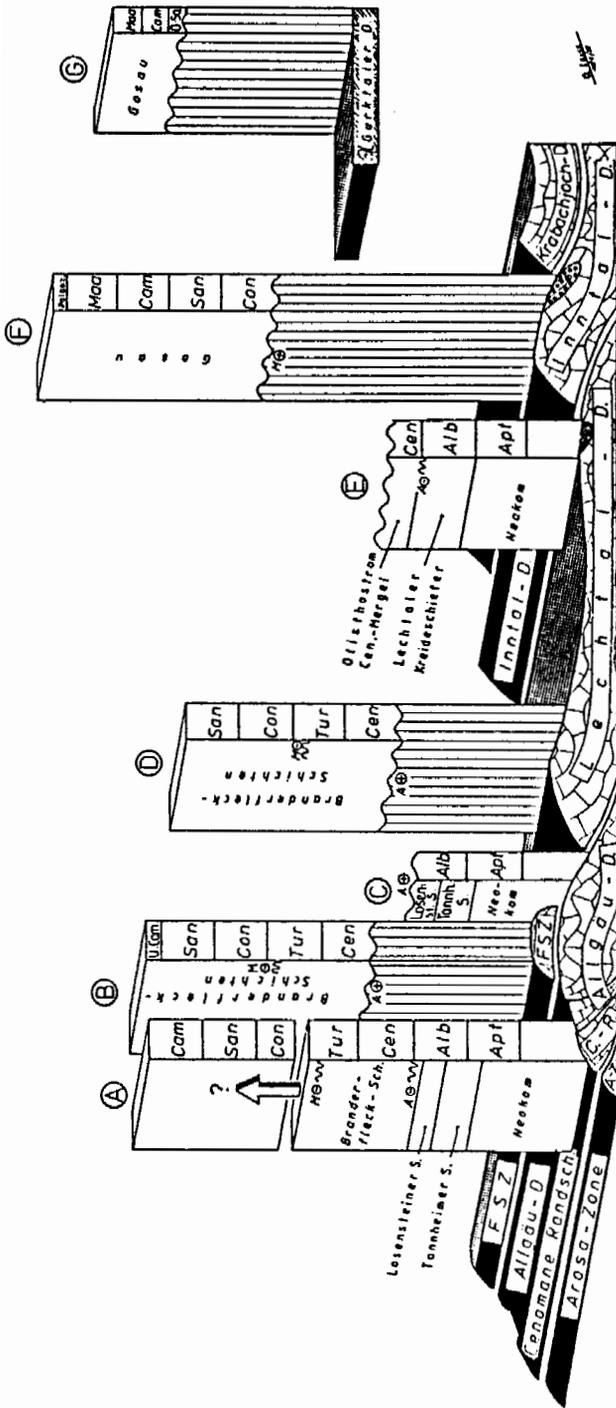


Abb. 6: Stratigraphische Reichweite der Kreide-Profilseinheiten im W der Nördlichen Kalkalpen.

A) Randcenoman, B) Falkensteinzug (FSZ) als Klippe der Lechtal-Deckenstirn, C) Allgäu-Decke, D) N-Teil der Lechtal-Decke (Branderschofen), E) S-Teil der Lechtal-Decke (Griesbachalm), F) Inntal-Decke (Muttelkopf-Gosau), G) Mittelteirische Gosau.
Tektomische Phasen: A = Austrische Phase – Grenze Alb/Cenomen (TOLLMANN 1986: Tab. 4); M = Mediterrane Phase – Hohes Turon (TOLLMANN 1986: Tab. 4).

Mit dieser Darstellung ergibt sich ein Überblick über die Reichweite der synrogenen Kreide in Abhängigkeit des tektonischen Stockwerkes. Die Kontrolle der Sedimentation durch den Tektonismus wurde von GAUPE (1980, 1982, 1983) aufgezeigt. WEIDICH (1984 a, b, c) unterzog die Profile erneuten, detaillierten mikropaläontologischen Untersuchungen und erzielte damit eine größere stratigraphische Reichweite der Profile. Während auf dem N-Teil der Lechtal-Decke der vormalige Schichtverband eine Abtragung bis auf den Ob.-Jura (GAUPE 1980, 1982) erfährt, hat sich im S-Teil eine konkordante Schichtfolge vom Ob.-Jura/Neokom bis ins Cenoman erhalten. Den Abschluß dieser Serie bildet ein finaler Flysch mit einem Olisthstrom (AMPFERER 1932, LEISS 1988). Auf der Inntal-Decke setzt die synogene Kreidesedimentation mit der Gosau (Coniac bis Ob.-Maastricht) innerhalb eines kompressiven intraplate-Troges von asymmetrischen Zuschmitt ein, der in ursächlicher Beziehung zum Ausformungsprozeß der höheren Krabachhoch-Decke steht.

wickelt wurde, nicht zu übertragen, da sich die intraplate-Tröge auf kontinentalem Schelf befinden und über zwei Trogschultern (beidseitiger Sedimenttransport) verfügen. Doch besitzen die untersuchten Gosau-Tröge eine asymmetrische Anlage mit flachem N-Schenkel und steilem S-Schenkel. Der flache N-Schenkel ermöglicht Faziesdifferenziationen und längere Transportwege (mit Umlagerungen), wohingegen über den steilen kurzen S-Schenkel großenteils tektonisch induzierter Lokalschutt eingebracht wird.

Olisthostrome entstehen während Perioden starker tektonischer Aktivität in orogenen Zonen (GÖRLER & REUTTER 1968:487) an den Rändern der Flyschtröge (ABBATE et al. 1970:551; RICHTER 1973:329) – in diesem Fall ein intra-plate-Flyschtrog – oder schon an Deckenrändern (ABBATE et al. 1970:521; RICHTER 1973:329). Neben der Vielfalt der Sedimente und Gesteine unterschiedlichster Herkunft und primärer Depot-Räume (z.B. Deltabildungen/RICHTER 1973:313), die in Olisthostromen inkorporiert sind, fallen die Dimensionen und möglichen Transportweiten dieser Gebilde auf – Transportweiten von mehr als 50 km nach GÖRLER & REUTTER (1968:489); Transportweiten von mehr als 30 km nach RICHTER (1973:312, 317); Mächtigkeiten bis einige 100 m und eine Breite eventuell von mehr als 10 km nach RICHTER (1973:305).

3.6. Die Muttekopf-Gosau im geologisch-tektonischen Rahmen

Die Muttekopf-Gosau bei Imst/Tirol zeichnet sich nicht nur durch ihre eigene gute Erhaltung und beste Aufschlüsse, sondern auch durch die erosive Offenlegung des geologisch-tektonischen Rahmens der Gosaumulde aus. Dabei repräsentiert die Muttekopf-Gosau die sedimentäre Füllung eines orogenen intraplate-Troges an der tektonischen Grenze zur Laagers-Decke. Die Laagers-Decke wird zur Krabachjoch-Decke gestellt (vgl. TOLLMANN 1976b) und verkörpert die höchste tektonische Einheit im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. Die tektonisch hohe Position (Inntal-Decke) der Muttekopf-Gosau ist auch für die geringe tektonische Zerschering verantwortlich, so daß sich der Ablauf der tektonischen Verformung des Beckenbodens (Trias) durch Kompression direkt aus den Gosau-Sedimenten ablesen läßt. Eine kontinuierliche Sedimentation und mehrere mächtige Olisthostrome im Zeitraum von Ob.-Coniac/Unt.-Santon bis Ob.-Maastricht sind Beleg dafür, daß ein Eingleiten der Laagers-Decke in den Sedimentationsraum der Gosau im Sinne der Gleittektonik (vgl. TOLLMANN 1987a: 123/124) nicht stattgefunden hat. Wenn es überregionale Phasen mit erhöhter tektonischer Aktivität gegeben hat, müssen die einzelnen Olisthostrome der Muttekopf-Gosau den jeweiligen intragosauischen Phasen zugeordnet werden.

Die synorogene Sedimentation vollzieht sich einem intraplate-Trog, der einer stetigen Einengung unterliegt, so daß später bereits abgelagertes Material durch Raumverengung (= Bodenunruhe) in Olisthostromen mobilisiert wird. Die Sedimentation erlischt zu dem Zeitpunkt, wenn der gosauische Depotraum von der höheren tektonischen Einheit phänomenologisch überfahren wird. Dabei bildet sich die Stirn einer neuen höheren Einheit, sobald der Untergrund nicht mehr plastisch deformierbar ist und den Bedingungen der Bruchverformung unterliegt. Dies vollzieht sich am Ort der stärksten mechanischen Beanspruchung entlang der Beckenachse. Weitere Einengung führt zur Ausbildung einer Bewegungsbahn mit listrischem Zuschnitt, entlang dieser sich die Deckenstapelung vollzieht. Die Beckenanalyse der Muttekopf-Gosau führt zu

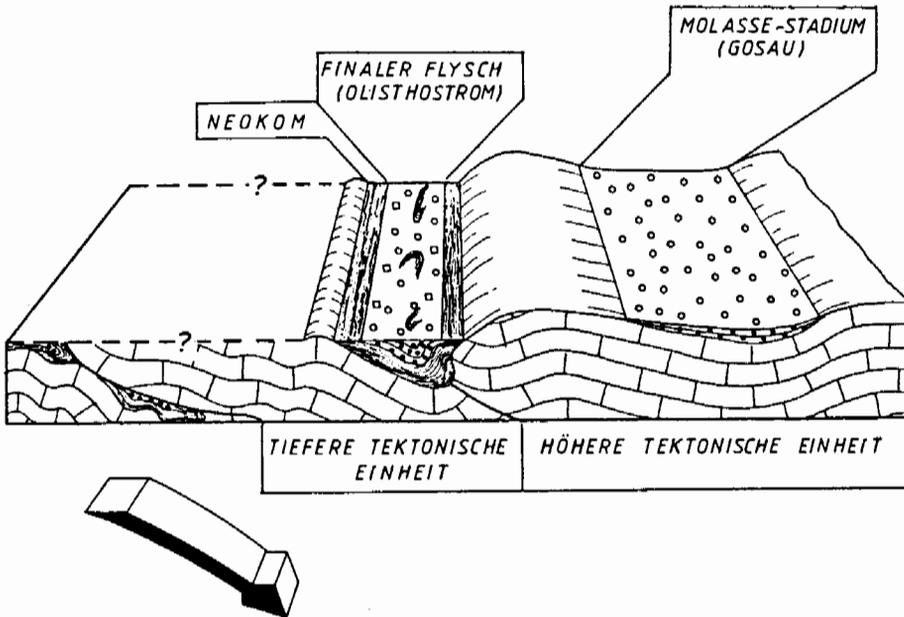


Abb. 7: Systempaar eines finalen Flyschs und eines nachfolgenden Molassestadiums in Abhängigkeit vom tektonischen Stockwerk. Der finale Flysch (= Olisthostrom der Griesbachalm) repräsentiert das Ende einer kontinuierlichen Sedimentation seit dem Jura (Aptychen Schichten) auf der tieferen Einheit (Lechtal-Decke), während auf der höheren Einheit (Inntal-Decke) nach einem Hiatus im Ob.-Coniac ein Molasse-ähnliches Stadium der Muttekopf-Gosau einsetzt.

dem Schluß, daß der gosauische orogene intraplate-Trog an der Ausformung der im Rücken (S) erscheinenden Laagers-Decke maßgeblich beteiligt und der Geburtsort dieser ist.

Die Integration von Sedimenten, welche zeitgleich mit orogenetischen Prozessen erscheinen, in die Deckenausformung zeigt sich auch auf der die Inntal-Decke unterlagernden Lechtal-Decke. An der tektonischen Bewegungsbahn, auf der Lechtal-Decke, befindet sich wenige Kilometer NW der Muttekopf-Gosau (Inntal-Decke) das von AMPFERER entdeckte Vorkommen des Cenomans der Griesbachalm. Diese Serie zeigt eine konkordante Entwicklung von jurassischen/unterkretazischen Pelagiten (Aptychen Schichten) in die Cenomanmergel und endet mit einem Olisthostrom (= finaler Flysch) mit einer cenomanen Flachwasserfauna (Rudisten, Ostreen, diverse Bivalven, Bryozoen, Echinodermen, Orbitolinen, Rotalgen, Grünalgen etc.). Trachyandseite in dieser Serie und gabbroide Gesteine in der Muttekopf-Gosau als tieferes Äquivalent eines gemeinsamen, durch die Erosion angeschnittenen Liefergebietes, weisen für beide Serien eine Schüttung des exotischen Materials aus dem N aus. Weiter wurden folgende Gesteine bestimmt (u.a. Zusammenarbeit mit Priv.-Doz. Dr. H. HEINISCH): Elemente der kalkalpinen Trias u.a. verschiedene Rhät-Faziestypen, Radio-

larit, Aptychen-Schichten, Quarze mit polygonalen Pflastergefügen, kaltdeformierte undulöse Quarze (bis hin zur duktilen Verformung); Quarzmylonite, Metaquarzsandsteine, Quarzporphyr, subvulkanische Ganggesteine wie Andesite bis Trachyandesite mit reichlich Feldspat und wenigen mafischen Anteilen.

In Analogie zum Deckenbau der Helleniden ergibt sich somit nach JACOBSSHAGEN (1986) ein Systempaar von einem finalen Flysch (= Olisthostrom) auf der tieferen tektonischen Einheit und einem Molassestadium auf der höheren tektonischen Einheit. Der finale Flysch (= Olisthostrom der Griesbachalm) repräsentiert das Ende einer kontinuierlichen Sedimentation seit dem Jura (Aptychen Schichten) auf der tieferen Decke (Lechtal Decke), während auf der höheren Einheit (Inntal Decke) nach einem Hiatus im Ob.-Coniac ein Molasse-ähnliches Stadium der Muttekopf-Gosau einsetzt. Es sei hier erwähnt, daß auch im E die Roßfeld Schichten mit einem Olisthostrom (z.B. Ahornbüschenkopf) als finalen Flysch enden und nach einem Hiatus die Gosau einsetzt (sowohl auf Juvavikum: Untersberg, Lattengebirge, Reiteralpe als auch auf Tirolikum: z.B. Gaisberg, Stauffenberg etc., Glanegger Beckenfazies).

4. Die Gosau von Brandenburg

4.1. Die alluviale Fazies der Gosau von Brandenburg

Die Fazies der alluvialen Piedmontfächer (vgl. BLISSENBACH 1954; ALLEN 1965; HOOKE 1967; BULL 1972, NILSEN 1982; BALLANCE 1984) beginnt mit massigen Bänken groben Lokalschutts und siltigen lateritischen Einschaltungen (LEISS 1989) finden sich mit der N-Fazies der Brandenberger Gosau im Bereich der Brandenberger Ache/Trauersteg und der Einmündung der Weißache. Diese dominierende Fazies wird untergeordnet von zeitgleichen/älteren? distinkten exotischen, düsterroten Paragonglomeraten vertreten, die sich gelegentlich direkt am Transgressionskontakt, auch in Karsttaschen, finden. Diese für paläogeographische Überlegungen wichtige Relikte verkörpern Restschotter, die auf der Ob.-Turonen Landoberfläche einer subaerischen Exposition und nachfolgender vielfältiger Umlagerung unterlagen. Die Exotika sind von einer dünnen mikrokristallinen Fe/Mn-Oxyd-/Hydroxydkruste umgeben, die Gerölle wie poliert erscheinen läßt. Nach KRUMBEIN (1969, 1971) beruht die Bildung derartiger Überzüge auf selektiver biologischer Anreicherung von Mikroorganismen. Diese umfassen Flechten, Algen, Pilze und Bakterien, die endolithisch vorkommen und/oder in Krusten die Gesteinsoberfläche überziehen. Die Bildung derartiger Überzüge beschränkt sich nicht auf aride Gebiete (Wüstenlack), sondern ist unter allen Klimaten möglich. DIETRICH & FRANZ (1976:93) beschreiben Serpentinitsande auf der Hochtalm.

Außer den üblichen kalkalpinen Gesteinen konnten keine jurassischen Flachwasserkalke vom Typ des Sulzfluh-/Plassenkalks und Urgongerölle oder umgelagerte cenomane Gesteine angetroffen werden. Die lithologische Zusammensetzung der exotischen Komponenten aus der Brandenberger Gosau beschreiben AMPFERER & OHNESORGE (1909), SCHULZ (1952) und DIETRICH & FRANZ (1976).

Zum Hangenden verläuft die Profilentwicklung (vgl. Abb. 8) retrogradierend mit Bankmächtigkeitsabnahme und Kornverfeinerung (thinning and fining upward sequence), so daß sich ein kontinuierliches Durchlaufen der faziellen Räume ergibt.

Von den ersten Transgressionsbildungen (in situ-Brekzien/exotische Einschaltungen) über alluviale Fächer-Sedimente mit hohem Anteil an gravitativ transportierten Serien (debris flow/mud flow) in den äußeren Fächer mit den Transport- und Absatzbedingungen des strömenden Wassers (stream flow) bei der Sedimentation von (Fein-)Konglomeraten/Parakonglomeraten/(Grob-)Psammiten und daran anschließend in den vermutlich deltaisichen Depot-Raum (Aufscheinen stark umkristallisierter biogener Schalenfragmente) mit gelegentlich schräg-/kreuzgeschichteten Lithareniten, die häufig Geröllschnüre (pebbly sandstone) und eine Einstreuung außerordentlich gut gerundeter (Strand?-)Gerölle aufweisen (vgl. Abb. 8). Das Gefügeinventar der transgressiven, klastischen Basisserien nimmt sich eher bescheiden aus: planare Schichtung (plane beds/upper flow regime vgl. REINECK & SINGH 1975: 9); Geröllschnüre, Entwässerungsrisse und Sackungsstrukturen sowie seltene Schräg- und Kreuzschichtung in höherer Profilposition – im Vergleich mit regressiven progradierenden Profilabfolgen (z. B. regressive Faziesentwicklung von der Brackwasser-Molasse in die Obere Süßwassermolasse).

In den feinen Kanälen (1–3 mm) der Entwässerungsrisse ("water escape structures", LOWE 1975) befinden sich angereichert Glimmerplättchen, die parallel zur Rißwandung, also senkrecht zur normalen Einbettung im Schichtverband eingeregelt sind.

Bei Wies/E Aschau entspricht das Gefügebild Strandsanden, die in Küstennähe oder im Vorstrandbereich als Sandbarre (near shore sand bar complex) abgelagert wurden und den Übergang von der terrigenen Fazies in das Litoral widerspiegeln. Diese Situation repräsentiert einen regressiven Ast (Progradation) innerhalb des übergeordneten transgressiven Geschehens (Retrogradation).

4.2. Die terrigen-klastische – biogen-karbonatische Mischfazies des Seichtwasser-Schelfs

Diese Überfazies nimmt entsprechend ihrer gegenwärtigen Verbreitung, besonders bei der Verknüpfung der isolierten Vorkommen (vgl. Abb. 10) den größten Raum ein und vermittelt zwischen der (grob-)klastischen alluvialen Fächer-Fazies, die im Dach dieser Abfolge mit dem flachmarinen Seichtwasser-Schelf kommuniziert, und der Beckenfazies (Mühlbach, Brandenberger Ache/Mösl), die ihrerseits Einträge aus der Küstennähe (near shore facies) (vgl. HERM et al. 1979: 39; HERM 1985: B2/55) ähnlich der Fazies von der Zöttbachalm oder von Atzl als Schuttstrom (debris flow) in kleinen Rinnen ("gullied slope" SCHLAGER & CHERMARK 1979: 193) und turbiditischen Sandsteinlagen erhält. Das Becken selbst stellt in der tiefen Gosau (Coniac–Unt. Santon) einen prägosauisch angelegten, tektonisch eingemuldeten Intraplattform-Trog dar, der sich später nach S ausdehnt, während sich im N (Zöttbachalm) regressive Tendenzen (HERM et al. 1979; HERM 1985) durchsetzen.

Etlliche Autoren wie RICHTER, W. (1937), KÜHN (1947), SCHULZ (1952), FISCHER, P. (1964), SCHENK (1970), HERM (1972) koppelten bestimmte Faziestypen an tektonische Phasen. So koordinierte die Beckenfazies des Mühlbaches mit dem Sedimentationsgeschehen der „Unteren Gosau“ und die küstennahe Flachwasserfazies mit der „Mittleren Gosau“. Wenngleich die zeitliche Zuordnung der Faziestypen nach der älteren phasenhaften Auffassung übernommen wird, unterscheidet die kartographische Darstellung in HERM (1977, Abb. 1) bereits wesentliche Faziesmerkmale: Die „Gosau in pelagischer Form“ und die „Gosau in Randfazies“. Jedoch

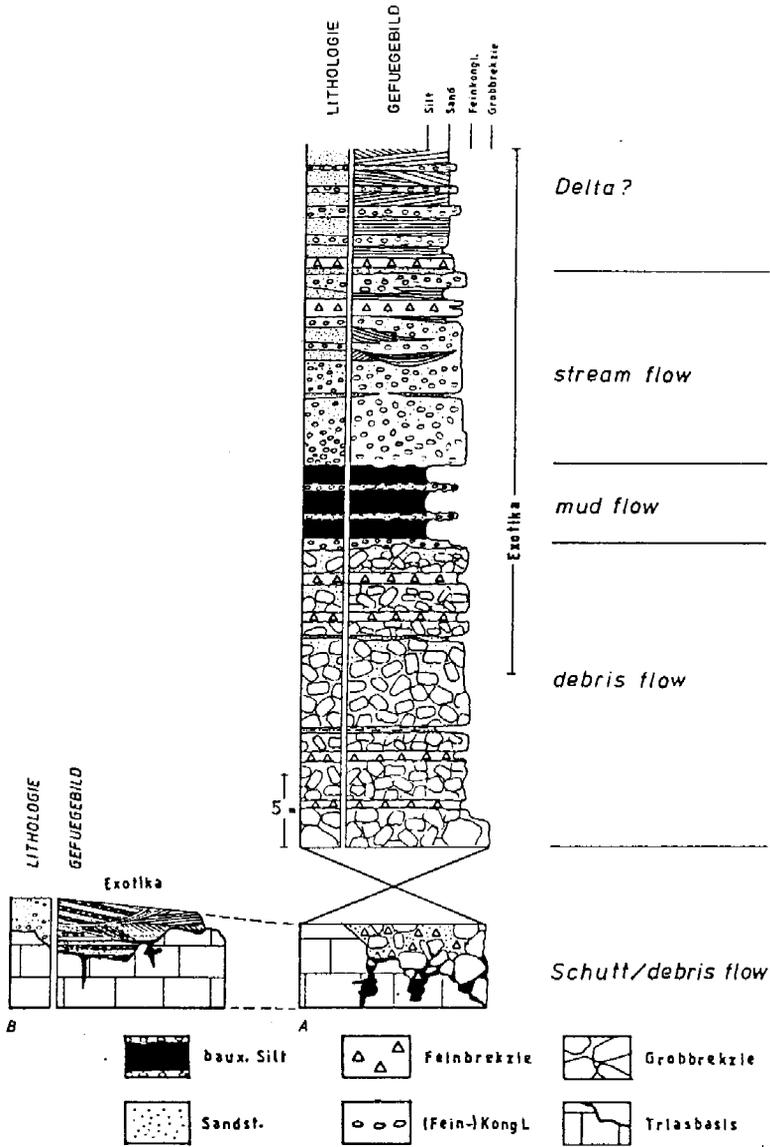


Abb. 8: Lok. Brandenburg/Trauersteg
 Profilentwicklung der basalen klastischen Gosauserien am Trauersteg mit Interpretation der Ablagerungsprozesse. Die Dokumentation der basalen Gosau beginnt mit terrigenen klastischen Abfolgen des alluvialen Fächer-Regimes. Dabei enthalten die Basalserien in unterschiedlich hoher Konzentration Aufarbeitungsprodukte eines abgetragenen Latosols/lateritischen caprocks. Das dargestellte Profil A ist eine Sequenz mit Bankmächtigkeitsabnahme und Korngrößenverfeinerung (thinning and fining upward sequence) mit retrogradierender Entwicklung von in situ-Brekzien/exotischen Einschaltungen über alluviale Piedmont-Fächer-

ist das Kartenbild unvollständig und berücksichtigt nicht wie in FISCHER (1964: Abb. 1) die südlichsten Gosauvorkommen am N-Hang des Voldöppberges unterhalb des Jochmarterls, auf der Heumöseralm und oberhalb Schönau. Diese Vorkommen pointieren ähnliche Flachwasserdifferenzierungen wie sie z.B. auf der Krumbachalm oder Nachbergalm anzutreffen sind. Nur an manchen Stellen kündigt sich der Übergang der Flachwasserfazies in die Beckenfazies durch das Auftreten von planktonischen Foraminiferen (vgl. FISCHER 1964: 134 ff.) in Fossiltschuttkalken an. Die Aufteilung der Brandenberger Gosau in eine „Nordfazies“ und eine „Südfazies“ (HERM et al. 1979; HERM 1985) ohne eine zeitliche Abgrenzung verwischt die Tatsache, daß das Becken mit seiner Achse im Mühlbachtal in der frühen Gosau (Coniac) nahezu ringförmig (eine Dokumentationslücke klapft selbst heute nur im westlichen Sektor – evtl. Durchhalten der Beckeneinmuldung nach W in die Rofan-Synklinale) von weiten Arealen der terrestrisch-klastischen – biogen-karbonatischen Mischfazies des Seichtwassers umgeben war. Im Lauf der weiteren Entwicklung verbleiben die nördlichen und nordöstlichen Areale im Einflußbereich des Flachwassers und unterliegen später im Unt.-Santon regressiven Entwicklungstendenzen wie z.B. die Vorkommen von der Zöttbachalm und von Atzl (HERM et al. 1979; HERM 1985), wohingegen die Beckenfazies auch den N-Hang des Voldöppberges (auch die Heumöseralm?) miteinbezieht.

Eine neue Alterseinstufung der Flachwasserfazies nahmen die Autoren HERM et al. (1979) und IMMEL et al. (1982) vor, die in etwa ein zeitgleiches Einsetzen – wenn nicht sogar einen früheren Beginn der nördlichen Flachwasserentwicklung (IMMEL et al. 1982: 5) – der Sedimentation im Flachwasser („Nordfazies“) und im Becken („Südfazies“) an Hand des Fossilmaterials nachweisen konnten.

Die Fazies des Seichtwasserschelfs ist gekennzeichnet durch die Vermischung und engräumige fazielle Vertretung von terrigen-klastischen Einflüssen durch die Produkte biogen-karbonatischen Ursprungs. Hauptlieferant der Biogene/Biomorpha sind die Rudisten, manchmal Gastropoden und untergeordnet Korallen. Marine Pionierbesiedler der Makrofauna sind fast stets die Korallen, wie z.B. *Actinacis multilamellata*, *Polytremacis partschi*, *Dimorphastraea* sp., *Astraraea* sp., *Orbignygyra salisburgensis* etc., nicht etwa die Rudisten. Letztere verdrängen jedoch bei Einstellung passender Lebensbedingungen sehr rasch die Korallen und bilden schnellwüchsige Rudisten-Biolithite wie cluster und thickets, bis vorstoßende Sandbänke (Litharenit) auch diesen eine weitere Existenz unmöglich machen. Stellvertretend für mehrere bearbeitete Vorkommen werden nachfolgend kurz wesentliche Faziestypen des Seichtwasserschelfs von der Nachbergalm/Aschaalm und der Köglalm beschrieben:

- mono-/oligomikte kalkalpine Brekzien
- Ortho-/Parakonglomerate mit Exotika
- Litharenite mit Gerölleinstreuung und Feinkonglomerate mit Exotika

Fortsetzung der Legende von Abb. 8:

Sedimente mit hohem Anteil an gravitativ transportierten Serien (debris flow/mud flow) in den äußeren Fächer (stream flow) bis hin zu vermuteten Deltabildungen im Dach. Teilprofil B zeigt die in Taschen der verkarsteten Trias erhalten gebliebenen festländischen Sedimente (= fluviatile?, dunkelrote Sande mit hohem Exotika-Anteil in der Sand- und Kiesfraktion). Diese in Relikten erhaltenen Ablagerungen sind ein wichtiger Beweis für die Kommunikation nördlicher und damit in Stirnnähe des austroalpinen Deckenstapels gelegener Mittel-/Oberkreide-Absätze (z.B. Randcenomen) mit den oberkretazischen, intrakalkalpinen Depot-Räumen der Gosabecken.

- Gastropoden-Litharenit (manchmals massenhaft Actaeonellen)
- Kalkarenite
- lateritischer Kalkfeinarenit und -siltit
- dunkle mergelige Siltite mit Phytaldetritus
- bituminöser, hohlig-flasriger „Stinkkalk“ (vgl. HERM 1977:267) – außerdem große Anzahl nicht bestimmbarer Ostracoden und mit Litharenit verfüllte Grabgänge. Diese brackischen Verhältnisse erfuhren auch eine Belieferung mit marinen Organismen durch „spill-over“-Ereignisse von seewärtiger Seite.
- Gastropoden-Hartbänke: Biomorpha und -klasten von Nerineen (seltener Actaeonellen) mit Rudisten; Matrix: bio-/litho-)klastischer pack-/wackestone; diese Fazies entspricht dem Biofaziesbereich „b–c“ im Schema der Regressionsabfolge von HERM (1977).
- fossilreiche Mergel
- knospentartige Hippuritiden build-ups (patch reef)
- Radiolitiden build-ups, mitunter als echte Schlammhügel (mud mound) ausgebildet
- Rudisten-Schuttkalk.

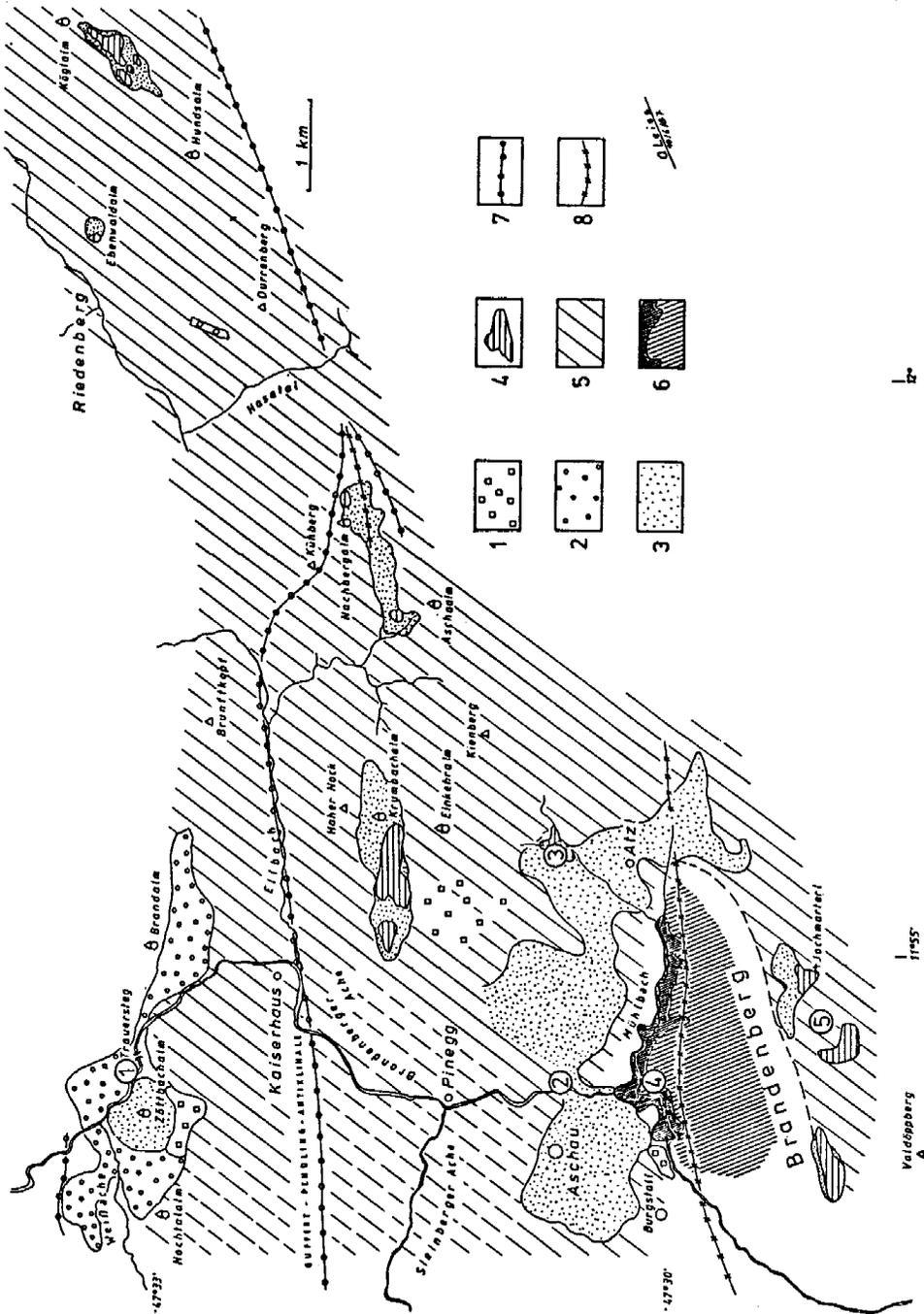
Bei der Aufzählung der verschiedenen Faziestypen sei erwähnt, daß gerade Sedimente mit häufigem/massenhaftem Auftreten von Actaeonellen immer eine starke terrigene Komponente aufweisen. Insbesondere enthält das Zwischenmittel immer einen deutlichen Anteil an detritärem Quarz. Deshalb kann von sedimentologischer Seite die Existenz von idiomorphen Quarzen in dieser Fazies nicht zur Beweisführung und zum Nachweis einer hypersalinen Lagune der „Schneckenwand“/NE Rußbach (HÖFLING 1985:164, Taf. 18) herangezogen werden. Paläontologische Argumente werden hiervon nicht berührt.

4.2.1. Rudisten-Biolithite

Eine durchaus vergleichbare Situation zu den sedimentologisch-faziellen Bedingungen auf dem Seichtwasserschelf um das Brandenberger Becken (Intraplattform-Trog) beschreibt BILOTTE (1982), wo sich im höheren Santon in den Pyrenäen (Montagne

Abb. 9: Die Entwicklung von Radiolitiden mud mounds wie sie auch in der basalen Gosau vorkommen, ist hier exemplarisch durch die westlich benachbarte Lokalität Pletzschalm/Sonnwendgebirge dargestellt.

In der Profilstrecke P1 erlangen in der Profilmittte die Radiolitiden (*Radiolites angeiodes*) gegenüber den anderen Makroorganismen (Gastropoden, Anthozoen) eine dominierende Stellung und bauen vier Hartbänke (Kalkmergel/Mergelkalk) von 0,3 – 0,5 m Mächtigkeit auf, die sich von den weicherer Mergelzwischenlagen deutlich absetzen. Die Radiolites-Hartbänke entsprechen in der Art der Besiedlung dem Typus eines „cluster“ KAUFFMANN & SOHL (1974) mit einer offenen Besiedlungstextur („peuplements a maille lâche“, PHILIP 1972:215), bei der der Zusammenschluß von Organismen nicht die Regel ist. Es wiederholt sich viermal das Muster der Pionierbesiedlung, die im Profilschnitt P1 noch nicht in der Lage ist, einen auch morphologisch eigenständigen Körper mit einer monotypischen Vergesellschaftung aufzubauen. Dieses Bestreben führt erst in der Lateralen zum Erfolg und offenbart sich deutlich in der Profilstrecke P2 mit der Möglichkeit einer differenzierten Korrelierung durch den Profilschnitt P1, wo erst mit der letzten Radiolitidenbank der Durchbruch zur monotypischen Besiedlung und damit zum Aufblähen der Bankmächtigkeit gelingt. Durch die Aufblähung des Schichtverbandes erlischt auch die Möglichkeit der bankweisen Korrelierung.



1:1

1:155

Vaidöberg

des Cornes) auf einer marinen Deltaplattform ein 4–12 m mächtiges Rudistenbiostrom mit einer Ausdehnung von mehreren Kilometern etabliert. Im Hangenden setzt die progradierende Megasequenz aus klastischen, fluvio-ästuarinen Sequenzen dieser Entwicklung, die den proximalen Teil der Delta-Plattform repräsentiert, ein Ende. Dagegen verhält sich die alluviale Fächerentwicklung im N des stark klastisch beeinflussten Seichtwasserschelfs um Brandenberg mit Bankmächtigkeitsabnahme und Kornverfeinerung (thinning and fining upward sequences) als eine retrogradierende Abfolge. Die enge Nachbarschaft der Rudisten zur terrigen-klastischen Sedimentation drückt sich in vielen Profilarfolgen aus anderen Regionen aus; es seien hier nur wenige Beispiele genannt: PHILIP (1972): SE-Frankreich; FREYTET (1983): Sillon languedocien/S-Frankreich; MASSE & PHILIP (1981): Frankreich; POLSAK (1981): Dinariden/Jugoslawien; PHILIP (1983): Province de Valence/ Spanien.

Die Brandenberger Flachwasserareale waren in sich faziell sehr differenziert, wie die wechselhaften Profilentwicklungen und Fossilvergesellschaftungen aufzeigen. Die die Biolithite aufbauenden Rudisten reagieren vielfältig mit dem Auftreten unterschiedlicher Gattungen, Besiedlungs- und Wuchsformen auf die angebotenen Lebensbedingungen. Neben den wenig spezifischen, kalkschlammreichen Rudisten-(Schutt-)Kalken (*Hippuritidae*, *Radiolitidae*) fällt das Hippuritiden-Riff von Atzl mit einer echten Riffkonstruktion ("rudist barrier assemblage", KAUFFMANN & SOHL 1974: 462; HERM et al. 1979: 36) auf. Kleinere Hippuriten-Knospenriffe/coppice (KAUFFMANN & SOHL 1974) kommen auf der Krumbachalm (zwischen Krumbachalm und Winterstube: *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis*-Knospenriff/coppice) und auf der Köglalm (*Hippurites* (*Vaccinites*) *boehmie*-Knospenriff/coppice) vor, die durch gegenseitige Anheftung und gemeinsame Wandbildung partiell tragende Gerüste aufbauen.

Keine festen Gerüste finden sich im Radiolitiden-build up der Pletzachalm/Sonnwendgebirge und auf der Köglalm/Brandenberg, die durchaus als Schlammhügelstrukturen ("mud mound", FLÜGEL 1982: 547–549) anzusprechen sind, bzw. dem von KAUFFMANN & SOHL (1974: 439) beschriebenen Bauplan der "bank" entsprechen.

Abb. 10: Kartographische Faziesrekonstruktion der tiefen Gosau (Coniac/Unt.-Santon).

Den flächenmäßig größten Raum nimmt der Seichtwasserschelf ein, für den der Dualismus von terrigen-klastischer Sedimentzufuhr und eigenständiger biogener Karbonatproduktion typisch ist. Der terrigen-klastische Anteil resultiert vorwiegend aus der Materialbeschickung von N (Trauersteg/Zöttbach), wo im Dach der retrogradierenden alluvialen Piedmontfächer-Entwicklung die Kommunikation mit dem Litoral stattfindet.

Bereits in der tiefsten Gosau war eine fazielle Trennung zwischen der Beckenfazies des Intraplattformtroges und der Fazies des Seichtwasserschelfs, der den Trog bis auf den Westsektor ringförmig umgibt, vorhanden. Das Becken erhält terrigenen und flachmarinen Detritus über schmale Rinnen ("gullied slope" – SCHLAGER & CHERMARK 1979: 193).

1) mono-/oligomikte in situ-Verwitterungs-/Hangschuttbrekzien, 2) alluviale Piedmontfächer-Serien (Brekzien/Fanglomerate/Konglomerate/Grobsandstein und lateritische Pelite); 3) Sandstein (Litharenit/Lithokalkarenit) mit retrogradierender Tendenz des flachmarinen Raums/Litorals/backshore-Bereichs mit Geröllen/Geröllschnüren/Konglomerateinschlaltungen und allochthonen wie autochthonen Faunenelementen; 4) biolithitische Rudisten-(Schutt-)kalke (*Radiolitidae*, *Hippuritidae*); 5) Seichtwasser-Flachschelf mit terrestrisch-klastischer und biogen-karbonatischer Mischsedimentation; 6) belegte und vermutete Beckensedimente; 7) vorgosauische Antiklinale; 8) vorgosauische Synklinale – in Anlehnung an TOLLMANN (1976 b, Beil. 3).

Trotz unterschiedlicher Rudistengattungen, Farbgebung und Härte der Biolithite zeigen die sehr hohen Karbonatgehalte (91,4–99,4 Vol.-%) der biogenen Gesteine wenig Unterschiede.

4.3. Die Beckenfazies: Brandenberger Ache/Mühlbach

Im Bereich der Beckenachse, die in etwa durch das Mühlbachtal läuft, sind die klastischen Basisserien nicht erschlossen. Es bleibt daher offen, inwieweit sich die mono-/oligomikten Brekzien/Fanglomerate und Konglomerate/Sandsteine NW Mösl und die klastischen Serien E Aschau (Brekzie; nearshore sand bar complex; Sandstein mit Gerölleinschlüssen) von der Position am Beckenrand auf die basale Entwicklung in der Beckenmitte übertragen lassen.

Der graue, massige Kalksandstein als tiefste Einheit im Bereich des Beckenzentrums (HERM 1985: B 54 – Einheit „c“) kommuniziert mit den ausgewaschenen, in der Matrix an Mikrit verarmten, klastischen Serien in Beckenrandnähe mit retrogradierender Tendenz, die sowohl terrigen-klastisches Material (Litharenit und Geröllfracht) aus den nördlichen Gebieten als auch sehr untergeordnet biogen-karbonatische Produkte (Organismen des Flachwassers, resedimentierte Fossilschuttkalke) beim Vordringen (onlap) landeinwärts akkumulieren. Zum Hangenden geht der litho-/ (bio-)klastische packstone in den wackestone über. Der Ansicht von IMMEL et al. (1982: 5), daß fazielle Übergänge zwischen der „Nordfazies“ (= Flachwasserareale) mit der „Südfazies“ (= Beckenfazies) unbekannt sind, kann hier nicht gefolgt werden. Bereits HERM et al. (1979) und HERM (1985) haben auf die fazielle Kommunikation der Flachwasserresedimentation mit dem Becken in der Beschreibung der Einheit „f“ der Turbiditabfolge hingewiesen. Die Untersuchungen an den in die Mergel eingesedimentierten Komponenten und die Art und Weise der Einbettung des Blockschutts und der Geröllfracht ergeben den Befund einer zeitlich verschiedenen Beschickung durch gravitative Schüttungsereignisse (debris flow) mit jeweils charakteristischem Frachtgut in schmalen Rinnen. Aus der aufgeschlossenen Wand am Prallhang der Brandenberger Ache oberhalb Mösl wurde das Material von drei Einschüttungen untersucht:

- 1) Die liegende Einschüttung weist ausschließlich kalkalpine Komponenten auf, die isoliert in begrenzter, lateraler Erstreckung im Mergel eingebettet sind. Von diesen wurden folgende Werte der längsten zu messenden Achse ermittelt: 100, 50, 5, 10, 5, 4, 50, 10, 30, 10, 10, 10, 15, 40, 3, 30, 10 (cm); die durchschnittliche Achsenlänge liegt bei 23 cm.
- 2) Der mittlere Schuttstrom (debris flow) vereinigt intergosauische Resedimente (Plastikklaste) aus dem Flachwasser und Komponenten des kalkalpiner Sockels in einer klassisch ausgebildeten Rinnenfüllung von 2 m Breite im Anschnitt.

Fazies der intragosauischen Flachwasserresedimente:

Organischer Inhalt: BIVALVIA (*Hippuritidae*, *Radiolitidae*, *Ostreacea*), CNIDARIA (*Dimorphastraea* sp., *Actinacis multilamellata*), BRYOZOA (*cyclostomata*), ECHINODERMATA, ANNELIDA (*Serpulidae*), PROTOZOA (*Miliolacea*, *Textulariina*), RHODOPHYTA (*Archaeolithothamnium gosaviense*), CHLOROPHYTA (*Lithocodium* sp., *Bacinnella irregularis*).

Komponenten: Wettersteinkalk, Hauptdolomit, Plattenkalk, rhätischer Oosparit, Hierlatzkalk, Aptychenschichten, Radiolarit, Quarz, Quarzit.

Lithologie: Litharenite, konglomeratischer Litharenit, Konglomerat.

Blockschutt: kalkalpine Komponenten, vorwiegend Wettersteinkalk.

- 3) Der hangende Schuttstrom beinhaltet lithologische Varietäten vergleichbar der Flachwasserfazies der mittleren Einschüttung; daneben umgelagerte, feine turbiditische Litharenite mit Globotruncanen (*G. linneiana*, *G. bulloides*, *M. tricarinata*).

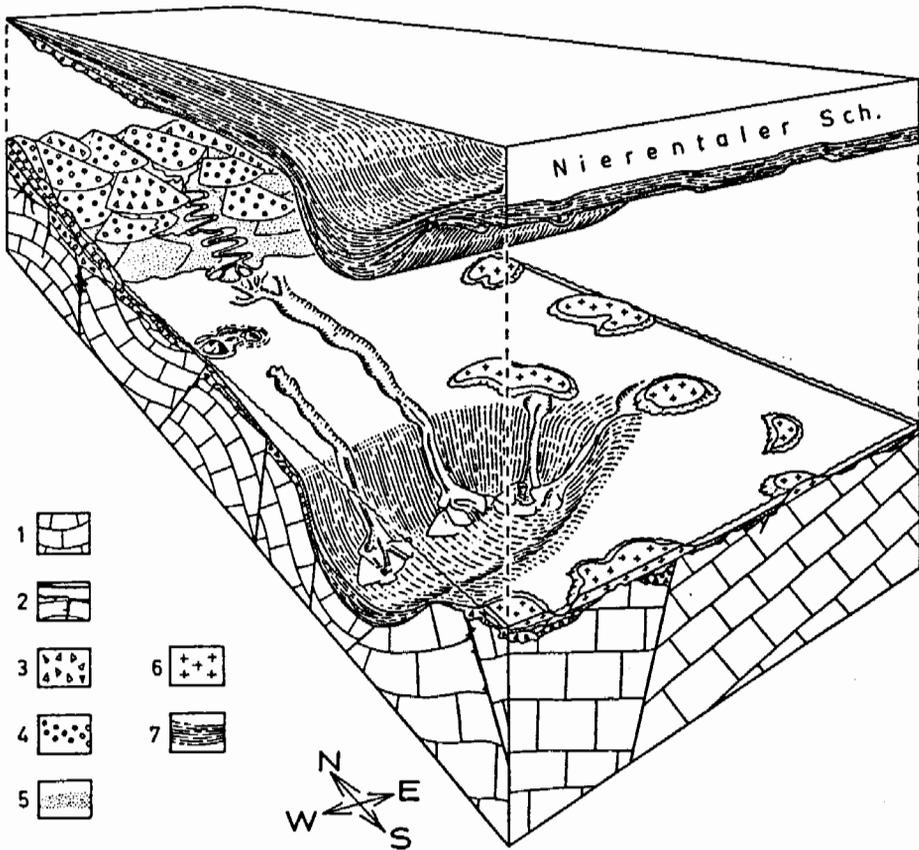


Abb. 11: „Explodiertes“ Rekonstruktionsmodell der geologisch-faziellen Gegebenheiten der Brandenberger Gosau. Der untere Profilblock gibt die paläogeographischen Verhältnisse während des Coniac/Unt.-Santon wieder, wohingegen der oben abgelöste Block die Absätze des Campan darstellt.

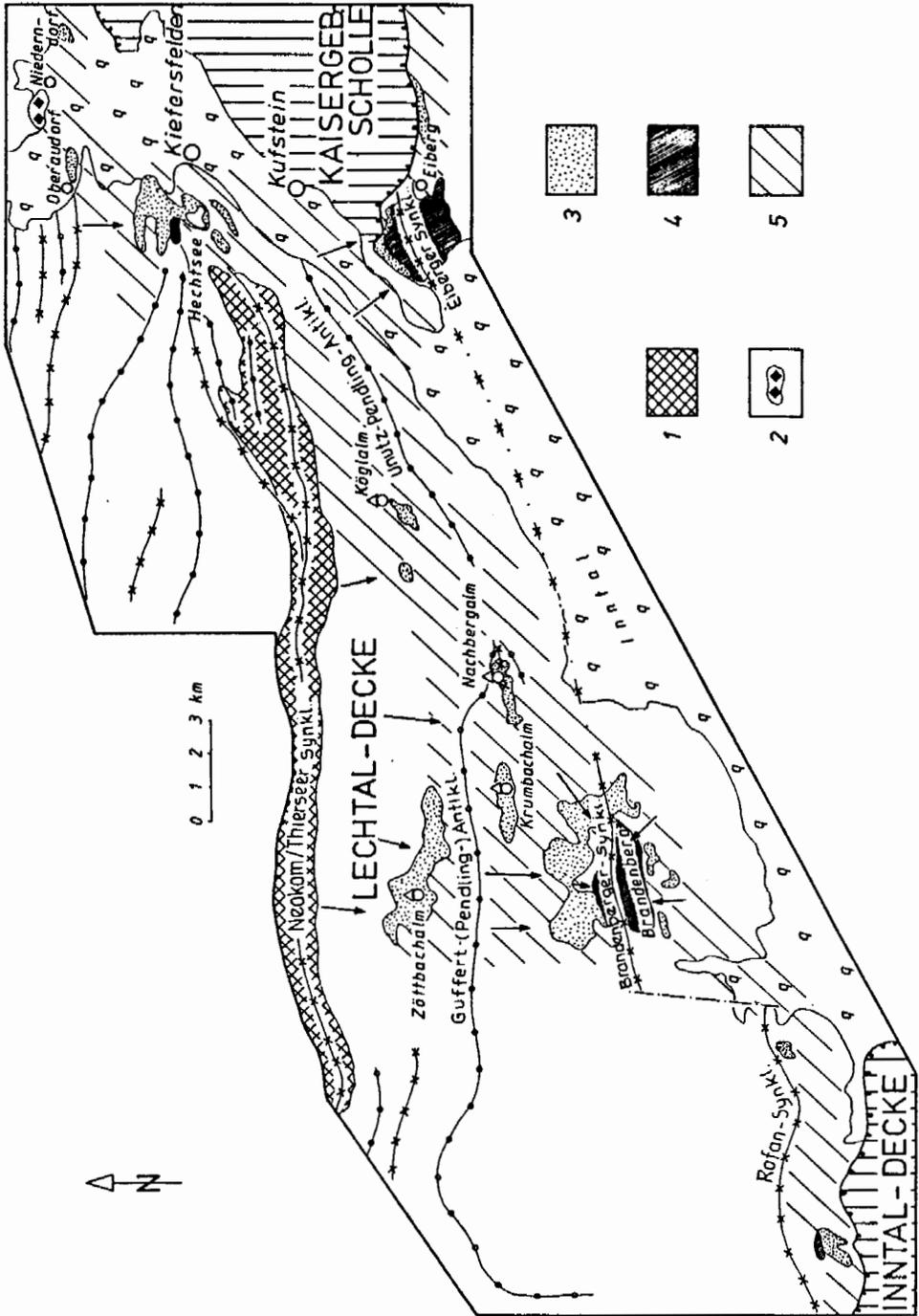
Zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac – Unt.-Santon) liegen im N die Ablagerungen mächtiger Piedmont-Schuttfächer (alluvial fan), die sich nach S vorschieben (vgl. dazu Abb. 10). Daran schließt sich ein Schelfbereich (Krumbach-, Nachberg-, Köglalm) an, der sich durch eine karbonatisch-klastische Mischsedimentation auszeichnet. Hier entstehen Rudisten-Biolithite (echte Hippuritiden-Riff-(Knosperriff-)Konstruktionen und Radiolitiden-Schlammhügel). Dieser Schelf steht in direkter Verbindung zur Beckenfazies des intraplate-Troges.

1) Trias, 2) Laterit/Bauxit, 3) Brekzie/Fanglomerat, 4) Konglomerat, 5) Sandstein, 6) Rudisten-build up, 7) Beckensedimentation.

Die Mächtigkeit der Einschüttungen ist sehr gering und die Größe der Komponenten rangiert vom Block (etwa 0,8 m) bis zum arenitischen Korn.

Mächtige, turbiditische Sandsteine zeigen im Bereich des Mühlbacheinschnittes (700 m NN) oft ausgeprägte, textuelle Merkmale von dish-structure.

Die Aufschlußverhältnisse am Prallhang der Brandenberger Ache belegen proximale Rinnen mit heterogener Geröllfracht in charakteristischer Zusammensetzung der je-



weiligen flachen Rinnenfüllung in Hangnähe (gullied slope). Es muß davon ausgegangen werden, daß eine echte distale Fazies in der tiefen Gosauentwicklung wegen der Kleinräumigkeit der Beckenmorphologie fehlte. Im Ganzen zeichnet sich für die tiefe Gosau das Bild eines tektonisch eingemuldeten Intraplattform-Troges (intraplatform trough) ab, der von den umschließenden Flachwasserarealen terrigen-klastischen und biogen-karbonatischen Detritus über mehrere kleinere Rinnen erhält: "The platform sheds debris all along its margin and delivers it to the basin floor through numerous small gullies rather, than few large canyons. Therefore, it acts as a line source, not as a point source of sediment and the familiar pattern of large canyons and deep-sea fans is not developed" (SCHLAGER & CHERMARK 1979: 193).

Erst ab dem Unt.-Santon dehnt sich die Beckenfazies über die Südumrahmung (N-Hang des Voldöppberges – vgl. FISCHER 1964) aus und entspricht damit der „Süd-fazies“ (HERM et al. 1979; HERM 1985), während für diesen Zeitraum im N (Zöttbach) regressive Tendenzen in Erscheinung treten (HERM et al. 1979; HERM 1985). Aus Analogieschlüssen der Beckenanalyse anderer Gosauvorkommen wird die Meinung vertreten, daß durchaus auch die Flachwasserareale (Zöttbachalm Atzl-Riff, Krumbachalm, Nachbergalm, Köglalm) im Ob.-Santon und Unt.-Campan in den (hemi-)pelagischen Absatzraum einbezogen werden können.

4.4. Paläogeographische Aspekte der Brandenberger Gosau

Auf Grund der guten Aufschlußverhältnisse ist es möglich, die jeweiligen Faziesareale auszuhalten und generelle Trends von Richtungen des Sedimenttransportes festzustellen, insbesondere was die Herkunft der exotischen Gerölle betrifft. Vorkommen, Profilentwicklung der alluvialen Fächersedimentation (z. B. Verzahnung im Dach mit dem Seichtwasserschelf) sowie die Mengendominanz der Exotika im N-Teil der Brandenberger Gosau weisen eindeutig auf eine Herkunft aus dem N. Wollte man die Geröllfracht aus dem S beziehen, so müßte die nördliche terrigene Fazies in gleicher und größerer Mächtigkeit ebenfalls in der S-Umrahmung (Voldöppberg) des intraplate-Troges anzutreffen sein. Dies ist nicht der Fall, ebenso ist ein Transport der

Abb. 12: Überregionale Faziesrekonstruktion der tiefen Gosau ohne tektonische Entzerrung.

Auf Grund der Fazieskorrelation sowie der geologisch-tektonischen Verhältnisse sind die südlichsten Gosauvorkommen im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Brandenberg, Rofan, Eiberg) an das strukturelle Bauprinzip von individuell eingesenkten Mulden innerhalb eines Synklinalzuges (Ausformung im Vorfeld höherer Deckeneinheiten) gebunden. Durch Einengung entstehen Antiklinal- und Synklinalzüge. Später überfahren (Tertiär?/innergosauisch?) abgerissene Isoklinalfalten (HERTWECK 1961) und Schollen/Decken die mit Gosasedimenten erfüllten Mulden. Die Eiberger Gosau selbst tritt in einem Fenster auf (AMPFERER 1925, BODEN 1930 fide IBRAHIM 1976).

1) Neokom, 2) Cenoman, 3) terrestrisch-klastische – biogen-karbonatische Mischsedimente des Seichtwasserschelfs (Hechtseegosau: gravitative Umlagerung (grob-)klastischer Sedimente in den tieferen globotruncanenführenden Ablagerungsraum, 4) Beckenfazies der Intraplattform-Tröge, 5) zusammenhängende Areale des reliktsch erhaltenen Seichtwasserschelfs mit terrestrisch-klastischer – biogen-karbonatischer Sedimentation, q = Quartär des Unterinntals.

Die Pfeile geben Schüttungsrichtungen an. Tektonische Signaturen wie in Abb. 10 in Anlehnung an TOLLMANN (1976b: Blatt 3).

exotischen Gerölle, wie sie auch noch in höherer Profilposition anzutreffen sind, durch das Becken (barrière en creux) nicht möglich. Eine Anlieferung der Gerölle aus dem S, wie sie von WEIDICH (1984b) postuliert wird, wird hier ausgeschlossen.

Zwei paläogeographische Karten (Abb. 10/12) demonstrieren die Ausrichtung der jeweiligen Fazieszonen an orogenetisch induzierte tektonische Strukturen. Beim Studium tektonischer Karten (z.B. TOLLMANN 1976b) mit der Projektion charakteristischer Faziestypen offenbart sich die Gebundenheit der Beckenfazies an weithin aushaltende Synklinalzüge, wo sich individuell Tröge mit gosauischer Beckenfazies absenken. Auf Antiklinalfirsten und embryonalen Deckenstirnen (vgl. Kap. 6) im S sind monotypische Rudistenriffe (Barrierriffe – vgl. HÖFLING 1985) situiert.

5. Die Gosauvorkommen im Raum Salzburg/Bad Reichenhall

5.1. Die Nord-Fazies der Gosauvorkommen im Salzburger Raum

Von Kufstein im Inntal über Innzell bis kurz vor Salzburg stößt das Tirolikum im schrägen Zuschchnitt (ENE) weit nach N vor und überfährt das Bajuvarikum (Abb. 13). Während sich auf dem Bajuvarikum die „Mittelkreide“-Sedimentation mit der der Gosau überlappt (vgl. WEIDICH 1984: 65 ff.), transgrediert auf der nächst höheren tektonischen Einheit, dem Tirolikum, die Gosau im Coniac. Über tirolischem Untergrund setzt mit z.T. sehr mächtigen alluvialen Fächern die N-Fazies der Gosau am S-Abhang des Hochstauffen und am Gaisberg ein.

5.1.1. Die Gosau vom Gaisberg

Die zumeist grobklastisch ausgebildeten Serien der Gaisberggosau beinhalten Kohleinschaltungen, Süßwassergastropoden und Pflanzen, weisen eine ungefähre Mächtigkeit von 400 m auf und werden in das Coniac gestellt (DEL NEGRO 1979b: 339).

Die basalen Transgressionsserien zeigen in ihren tiefsten Anteilen eine Wechsellagerung von meist dicken massigen Bänken (1–10 m) und Lager von bauxitischem Feinkorn (unreiner Bauxit, bauxitischer wackestone, auch lateritische Erde), die gelegentlich von Geröllschnüren durchzogen sind. Mitunter trifft man auch typische Rinnenfüllungen (scour-and-fill structures) an. Die retrogradierende, sedimentologisch-fazielle Entwicklung beginnt mit \pm in situ-Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brekzien, geht kontinuierlich in alluviale Fächersedimente über (inner, middle fan) und endet aufschlußbedingt mit den Serien des äußeren Fächers und der Flußauenlandschaft (Kohlebildung, Süßwassergastropoden). Die Verzahnung der terrestrisch-klastischen Serien mit dem seicht-/flachmarinen Schelf vollzieht sich in der Gosau von Morzg. Beachtenswert ist die Existenz von Mittel-(Unter-)kreide-Geröllen, die aus Lithareniten/Feinbrekzien mit einem hohen Anteil an (Gang-)Quarzen, polykristallinen Quarzen und bis zu 3 mm großen Quarziten bestehen. Orbitolinen, sowie Bioklasten/Biomorpha von Rudisten, Muscheln, Korallen, Gastropoden, Textulariiden und Rotalgen (Corallinaceen) und Grünalgen (Dasycladaceen) stellen typische Vertreter des Flachmarins dar. Fazies und lithologische Prägung erinnern sehr an das Cenoman der Gries-

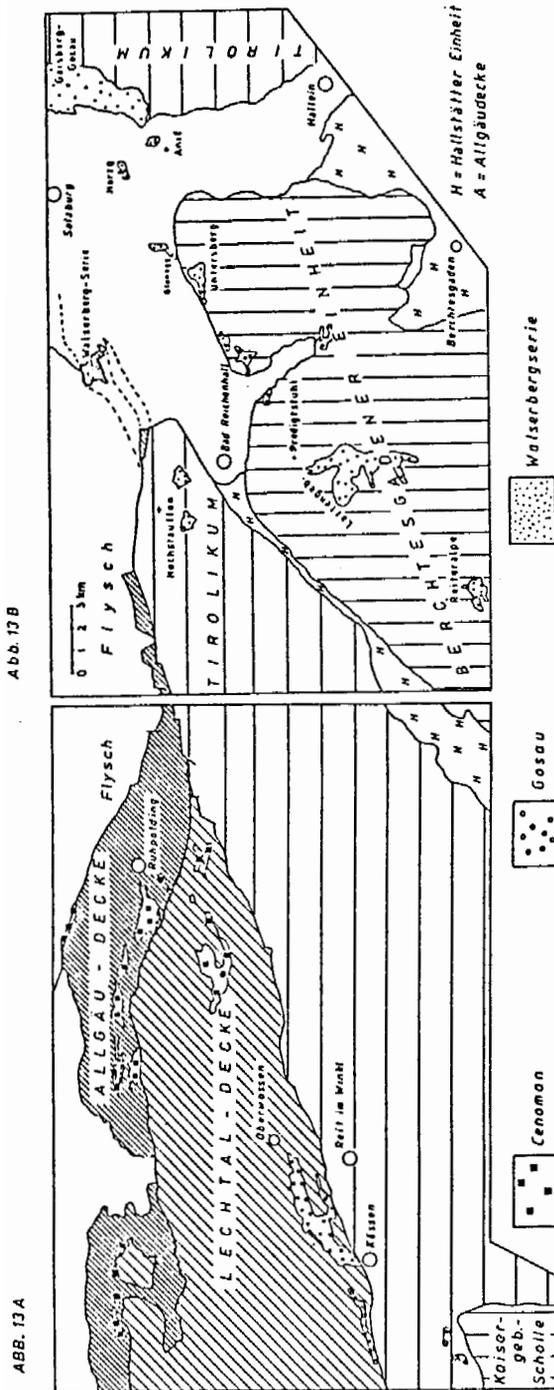


Abb. 13: Geologische Übersichtskarte des weiteren Salzburger / Reichenhaller Raumes

bachalm (vgl. Kap. 3.6.). Das Vorherrschen von verschiedenen Dolomitvarietäten (dolomitischer Algenlaminit, feinkörniger Dolomit mit Sprossung großer Dolomitrhomboeder, grobkörniger Dolomit) gefolgt von jurassischen Gesteinen (Radiolarit, Radiolarienmikrit, Spiculit) weist auf lokale Abtragungsgebiete des Tirolikums hin. Dachsteinkalkkomponenten sind voraussichtlich tirolischen Ursprungs. Jurassische Flachwassergerölle mit *Clypeina jurassica* sind entweder dem Mittelpenninikum oder dem Plassenkalk zuzuordnen.

Die Fazies der alluvialen Fächer verzahnen sich bei Morzgg mit den Ablagerungen des Seichtwasserschelfs mit starker terrigener Beeinflussung.

5.1.2. Das Gosauvorkommen von Morzgg

Das Gosauvorkommen von Morzgg repräsentiert eine flachmarine, stark terrigen beeinflusste Fazies und entspricht damit den flachmarinen Äquivalenten, die zwischen dem Beckenzentrum (Glanegg) und der terrestrisch-klastischen Fazies des Gaisbergs vermitteln. Die basalen Anteile bestehen aus Fanglomeraten und Konglomeraten, die hauptsächlich aus Dolomit- und Jurageröllen aufgebaut sind: Hauptdolomit, Dachsteinkalk (Tirolikum), Lumachellenkalk (Hallstätter Kalk?), Radiolarienmikrit, Echinodermenspatkalk, Radiolarit, Spiculit, Kieselkalk. Die psammitischen/feinkonglomeratischen Faziestypen beinhalten Quarze und Quarzite über 1 mm Durchmesser mit folgenden Bioklasten: BIVALVIA (*Radiolitidae*, *Hippuritidae*, *Ostreacea*, *Inoceramidae*, Muschelschill unbestimmbar-Fazies: Milioliden-Lumachelle), CNIDARIA (*Anthozoa*), BRYOZOA (*Cyclostomata*), ANNELIDA (*Serpulidae*), PROTOZOA (*Miliolacea*, *Textulariina*), RHODOPHYTA (*Corallinaceae*), CYANOBACTERIA (große Oncoide – vgl. GRÄF et al. 1980), glaukonitische fecal pellets.

5.1.3. Die Beckenfazies (Glanegg) der gosauischen Nordfazies

In den tieferen Anteilen der grauen hemipelagischen Mergel kommen distinkte Sand- und Gerölleinschaltungen vor, die eine Kommunikation mit dem Seichtwasserschelf belegen. Es finden sich darin Bioklasten von Rudisten, Austern, Bryozoen, radiolitide und textulariide Foraminiferen; die Geröllfracht weist auf tirolischen Ursprung hin.

Die begleitende planktonische Mikrofauna aus den Mergeln ernthält: *G. linneiana*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. tricarinata*, *Archaeoglobigerina*, *Dicarinella asymmetrica* und Heteroheliciden und entspricht damit den für die basalen Profilan-teile üblichen Formen mit der Alterseinstufung von Ob.-Coniac – Unt.-Santon. Da bereits HÖFLING (1982:D16–D20) die selbst aufgesammelten und von den bisherigen Bearbeitern aufgefundenen Fossilien auflistet, wird hier auf eine Faunenaufzählung verzichtet.

HÖFLING (1982:D20) gibt für die Glanegger Serie ein Alter von Unterconiac bis Untersanton an; TOLLMANN (1976a: Taf. 3) und OBERHAUSER (1980: Abb. 50) nennen ein Alter von Ob.-Coniac – Unt.-Santon.

Von besonderem Interesse ist das Vorkommen eines Olisthostroms (Hallstätter Olistholithe, debris flow, turbiditischer Sandstein) am SW-Ende des Glanriedels unmittelbar an der tektonischen Grenze zur Reiteralms-Decke. Dieses Vorkommen (Alt-

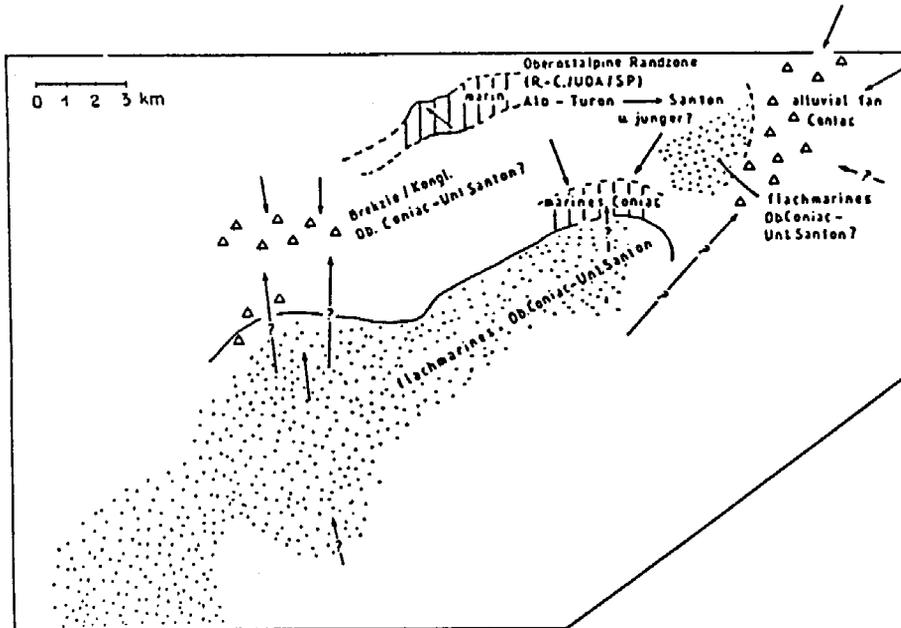


Abb. 14: Darstellung des Sedimentationsgeschehens zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac-Santon; vgl. Abb. 13 B). Eine Entzerrung intra- bzw. postgosauischer Deckenbewegungen wurde nicht vorgenommen. Die Walsberger Serie repräsentiert das Sedimentationsgeschehen der Randzone der ostalpinen Krustenscholle – mögliche Projizierung in das Randconcomen (R.-C.), bzw. in das Unterostalpin (UOA), bzw. in das Südpenninikum (SP). Die Gosau hält eine intrakalkalpine Position inne.

tertiär) deckt sich mit ähnlichen olisthostromatischen Serien der Muttekopf-Gosau (Ob.-Maastricht) und der Eiberger Gosau (Unt.-Maastricht), wie sie typisch sind für intraplate-Tröge mit synogener Sedimentation. Die Fauna/Flora enthält: BIVALVIA (*Hippuritidae*, *Radiolitidae*), ECHINODERMATA, BRYOZOA (*Cyclostomata*), CNIDARIA (*Anthozoa*), ANNELIDA (*Serpulidae*), PROTOZOA (*Rotaliina*, *Textulariina*, *Miliolacea*, *Globotruncana linneiana*, *G. bulloides*, *G. elevata/stuartiformis*, *Marginotruncana coronata*, *Heterohelicidae*, *Globigerinidae*), RHODOPHYTA (*Coralinaceae*, *Solenoporaceae*), CHLOROPHYTA (*Dasycladaceae*). Auffällig ist ein hoher Anteil an Quarz und Quarzit.

5.2. Die Süd-Fazies der Gosau im Salzburger Raum

Diese Gosauvorkommen finden sich in tektonischen Einbrüchen auf den Gebirgsstöcken wie im Lattengebirge, der Reiteralpe und am Untersberg-N-Hang (Untersberger Marmor). Exotische Gerölle fehlen in den lateritischen Basalserien, wenngleich arenitischer siliziklastischer Detritus und Erzkörner wie z. B. Titanomagnetit nachzuweisen sind. Die für die Laterit-/Bauxitbildung notwendigen Tonminerale stammen

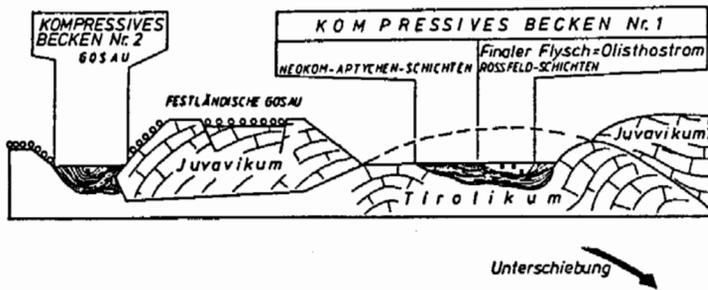


Abb. 15: Tektonische Übersichtsskizze des Juvavikums (Reiteralmdcke) und die Stellung der kompressiven Becken, die als intraplate-Tröge mit ihrer synorogenen Sedimentation (Beckenanalyse) orogene und deckentektonische Prozesse dokumentieren. Die Sedimentation des kompressiven Beckens Nr. 1 beendet die kontinuierliche Neokomsedimentation mit den Roßfeldschichten als finalen Flysch. Dieser verkörpert die für intraplate-Tröge typischen Olisthostrome mit ihren riesigen Olistholithen; lokal können vorstoßende kleinräumige Fächersysteme (vgl. FAUPL & TOLLMANN 1979) als Vorläufer der Olisthostrome beteiligt sein. Das langsame Kriechen olisthostromatischer Sedimentkörper spricht eher für ein langsames kontinuierliches Auschalten des sedimentären Depotraumes als für ein punktuellere Ereignis durch gravitative Gleittektonik. Die Unterschiebungsbewegung des Tirolikums unter die juvavische Reiteralmdcke führt zu einem weiten „Vorstoßen“ des Hochjuvavikums, so daß vor der Deckenstirn durch Stauchdeformation ein weiterer kompressiver intraplate-Trog für die spätere Gosau (Coniac) angelegt wird.

sowohl aus dem Haselgebirge (Titanomagnetit aus den Diabasporphyren des Haselgebirges) als auch aus den Lösungsrückständen des Dachsteinkalkes (erhöhte Tonmineralegehalte in der Basaleinheit A der Lofer–Cyclotheme/FISCHER, A. 1964). In ähnlicher tektonischer Position sind in der Wolfgangseegosau (Weißbach) ballgroße Exotika (hämatitreicher Gabbro) neben aufgearbeitetem Haselgebirge anzutreffen. Insgesamt entspricht der Bauxit im kalkalpinen Raum in seinen Eigenschaften einem Restsediment (vgl. exotische Restschotter der Gosau!) mit multiplen Umlagerungs- und Ausleseprozessen bis zur endgültigen Deponie (ausführl. Diskussion in LEISS 1989).

Marine Einflüsse gewinnen nach dem frühen Auftreten von Bioklasten/Biomorpha des Flachwassers wie Radiolitiden (*Durania* sp.), Hippuritiden und Korallen rasch an Bedeutung, wobei der terrigene Einfluß (Extraklasten, bauxitisches Feinkorn) nur langsam zurücktritt. **Eingeschwemmtes**, bauxitisches Material verursacht eine intensive rote Pigmentierung der Fossilschuttkalke. Mit zunehmendem marinen Einfluß verringert sich der Durchmesser der limonitischen Erzkörner auf die Silt-/Feinsand-Fraktion und kann manchmal sehr stark angereichert sein (bis 40%). Stellenweise verblieben Radiolitiden (*Durania* sp.) und Kolonien von Korallen (*Actinacis multilamellata*, *Dimorphastraea* sp., *Orbignygyra salisburgensis*, *Astraea* sp.) noch in autochthoner Stellung, jedoch befindet sich ein Großteil der Biomorpha/Bioklasten in parautochthoner Position. Die Sedimentationsrate ist hoch und weist Merkmale rascher Schüttungsereignisse auf.

Die Fazies des bekannten Untersberger Marmors am N-Fuß des Untersberges besteht aus einem sortierten, stark umkristallisierten litho-/bioklastischen Kalkarenit mit eingestreuten, limonitischen Erzkörnern und vereinzelt, sedimentären Bauxitfetzen, dessen häufigste Bioklasten Rudisten (Hippuritiden, Radiolitiden), Bryozoen, Ino-

zoen, Anthozoen, Milioliden, Textulariiden und Rotalgen sind. Folgende Verhältnisse von Komponenten, sparitischem Zement und Bioklasten wurden ausgezählt:

Komponenten %	sparitischer Zement %	Biogene	
52,1	45,5	2,4	100 %
56,5	40,8	2,6	99,9 %
54,2	42,7	3,2	100,1 %
61,6	31,7	6,7	99,9 %
64,9	27,8	7,3	100 %

Die Bedeutung des Untersberger Marmors, den historischen Überblick und seine technischen Eigenschaften als Naturwerkstein wurden ausführlich von KIESLINGER (1964) behandelt.

Der Übergang in die hemipelagische Mergelfazies vollzieht sich im Lattengebirge innerhalb weniger dm. Sowohl Kalkturbidite (debris flow) als auch siliziklastische Turbidite (T_C BOUMA) weisen auf bedeutsame orogenetische Vorgänge. Mikrofauna (Planktonen) und Makrofauna (Ammoniten, irreguläre Seeigel, Inoceramen, Fischreste/*Selachii*) verweisen auf rasche Subsidenz und Vorrücken hemipelagischer Einflüsse (Retrogradation).

Die häufig anzutreffende Ausbildung der Übergangsfazies sind die gelben „Inoceramen-Mergelkalke“, die auffallend viele Inoceramenfragmente und Reste irregulärer Seeigel enthalten, neben eingeschwemmten Flachwasserbioklasten (Rudisten, Rotaliiden, Textulariiden, Rotalgen (Corallinaceen), Grünalgen (Dasycladaceen) und Planktonen (*G. linneiana*, *M. pseudolinneiana*, Heterohelliciden).

Die höheren grauen Mergel führen die gleiche Mikrofauna (Alter Ob.-Coniac – Unt.-Santon) neben einigen Sandschalern. Detritärer Quarz ist untergeordnet, manchmal in Nestern angereichert, auch von Sandschalern eingebaut, nachzuweisen.

Die wesentlichen auffälligen Faziestypen der tiefen Gosau bis zur Stabilisierung der Beckenfazies sind:

- in situ-Verwitterungs-/Hangschuttbrekzien
- lateritische Brekzien
- Fossilschuttkalke: lateritisch-bauxitisch pigmentierte Fossilschuttkalke
bio-/lithoklastische Kalkarenite \pm lateritisch-bauxitische Pigmentierung (u.a. Typus des Untersberger Marmors)
- gelbe Inoceramenkalkmergel
- graue mergelige/turbiditische Fazies (Beginn der Beckenfazies)

5.3. Der geologische Rahmen der Gosauvorkommen um Salzburg

Da in dieser Arbeit versucht wird, orogenetische Vorgänge mit zeitgleichen Sedimenten auszuloten, müssen an dieser Stelle zwei weitere Serien erwähnt werden: die Walserberg Serie und die Roßfeld Schichten.

5.4. Die Walserberg Serie

Da in der Gaisberggosau (vgl. Kap. 5.1.1.) Mittelkreidegerölle angetroffen wurden und ein solches Alter auch aus der turbiditisch ausgebildeten Walserberg Serie bekannt ist, liegt hier ein Hinweis auf die sedimentologische Kommunikation der nördlichen Kalkalpenrandzone mit den intrakalkalpinen Depoträumen vor.

In der Walserberg Serie (Paläoströmungsrichtung von S nach N, FAUPL 1984: 34) wurden kleinste Bruchstücke von Rotaliporen, Orbitolinen, Dasycladaceen und eine Globotruncane der Lapparenti-Gruppe (mögliches Santon) nachgewiesen. PREY (1980:309) erwähnt Schalenfragmente, Echinodermenreste, Bryozoen, vereinzelte Orbitolinenbruchstücke und Foraminiferen (darunter auch zweikielige Globotruncanen). „Die Mikrofaunen sprechen für ein Alter von Alb–Turon. Ein wenig jüngere Anteile können nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden“ (PREY 1980:310). FUCHS (1985:599) glaubt sogar Maastricht angetroffen zu haben. Die Stellung der Walserberg Serie differiert je nach Autor zwischen: Inneralpines Cenoman (FAUPL 1984); Cenomanrandschuppe (PREY 1980); Unterostalpin; Arosazone (WOLETZ 1967; OBERHAUSER 1968); Südpenninikum (OBERHAUSER 1980) und Flysch (FREIMOSER 1972). FAUPL (1984: 36) übersieht die Tatsache, daß „ein etwas südlicheres Äquivalent zu den Brandnerfleckschichten“, die nach GAUPP (1982) eine stratigraphische Reichweite von Unt.-Cenoman bis Turon und nach WEIDICH (1984 a, b, c) von Unt.-Cenoman bis Unt.-Campan besitzen, bereits die Gosau ist. Auch auf „die Möglichkeit, daß die mit den Roßfeldschichten bekannt gewordene Exotika-liefernde Zone südlich der Kalkalpen auch in späterer Zeit aktiv war“, haben FAUPL (1983) und WEIDICH (1984) hingewiesen (FAUPL 1984:36), jedoch ohne den dafür notwendigen Nachweis extensiver, exotischer Schüttungen von S in der basalen Gosau (vgl. exotische Nordschüttungen in der Brandenberger Gosau, Kap. 4.1) zu erbringen.

An dieser Stelle wird diese Serie als Überbleibsel einer Randbeckensedimentation (composite marginal basin) interpretiert mit unterostalpiner/südpenninischer Stellung, wie sie z.B. aus tektonischen Grenzländern (tectonic borderland – vgl. STAUFFER 1967; MOORE 1969; BLAKE & JONES 1974; DOUGLAS & HEITMAN 1979; FIELD & CLARKE 1979; NARDIN, EDWARDS et al. 1979) bekannt ist. Ein solches Grenzland muß sich entlang dem Kalkalpen-Nordrand hingezogen haben, geht man von der Subduktion penninischen Ozeanbodens aus. Im Zusammenhang mit dieser Problematik sei auf den Gabbrokomplex von Vitz a.B. im Wolfgangseefenster hingewiesen, der von PLÖCHINGER (1973) dem Ultrahelvetikum, also jenseits des Flyschtroges positioniert wird. Eine Zuordnung zur kalkalpinen Randzone (tectonic/continental borderland) erscheint mir näherliegend, insbesondere bei Berücksichtigung der Arosafenster im W der Nördlichen Kalkalpen. Ebenfalls in diese Richtung weist das cenomane Konglomerat im Wolfgangseefenster (Mozartsteig) und der in unmittelbarer Nachbarschaft auftretende flyschoide Sandstein. Hier finden sich genau die tektonischen Elemente (penninische? Ophiolithsuite) und sedimentäre Serien wie sie von einem Grenzland zu erwarten sind: Exotische Schürflinge und sedimentäre Mittelkreideseerien kennzeichnen gleichermaßen die Arosazone im W. Bereits FUCHS (1985) verzeichnet ein Aushalten dieser Zone nach E.

5.5. Die Roßfeldschichten

Die kurze Behandlung der Walserberg Serie zeigt, daß es für das Verständnis der synorogenen oberkretazischen Gosausedimentation notwendig ist, genetisch verwandte Serien in paläogeographische Überlegungen miteinzubeziehen. Gleiches gilt für die Roßfeldschichten, ohne die eine richtige Bewertung der durch den Tektonismus gesteuerten gosauischen Depoträume nicht möglich ist. Wie die Gosau im Salzburger-Reichenhaller Becken vollzieht sich die Sedimentation der Roßfeldschichten in einem kompressiven Becken, in einem intraplate-Trog. Auch hier endet wie im Fall der Griesbachalm (vgl. Kap. 3.6.) eine kontinuierliche Sedimentation der Neokom-Aptychenschichten mit einem Olisthostrom. Diese oft riesigen amalgamierten Sedimentkörper mit Riesenblöcken (Olistholithen) sind charakteristisch für kompressive intraplate-Tröge. Die Olisthostrome bezeichnet JACOBESHAGEN (1986) auch als finalen Flysch, wobei die Sedimentation nach Ausschaltung auf der tieferen Einheit als Molasse auf dem höheren Stockwerk neu beginnt.

Im Gegensatz zu den Flyschen der ozeanischen Tiefsee ist in kontinentalen intraplate-Trögen eine Sedimentzufuhr prinzipiell über beide Trogschultern möglich, während in abyssalen Tiefseegräben an Subduktionszonen (vgl. PIPER et al. 1973, MOORE & KARIG 1976) nur über einen Hang, den Kontinentalhang verläuft. Eine Übertragung des rezenten Tiefseerinnenmodells auf ein kontinentales Schelfgebiet (FAUPL & TOLLMANN 1979) erscheint mir daher problematisch. Als wesentliches Kriterium betrachte ich die Profilentwicklung dieses intraplate-Troges hin zum charakteristischen abschließenden Olisthostrom, wo untergeordnet kleinräumige Fächersysteme als Vorboten einer groß angelegten Sedimentmobilisation im deckenartigen Olisthostrom vorstoßen. Das hier vorgeschlagene Olisthostrommodell im intraplate Trog läßt im Gegensatz zum Modell einer tektonischen Tiefseerinne auch eine Zufuhr des exotischen Detritus aus dem N zu, wobei anzumerken ist, daß bei einer Richtungsbestimmung aus Sedimentgefügen zwischen 1-aktigen Schüttungsereignissen (z. B. feinkörniger Turbidit) und mehrfacher Umlagerung im Olisthostrom – gegebenenfalls Richtungsumkehr bei zunehmender Beckenkompression – unterschieden werden muß.

5.6. Paläogeographie und tektonischer Rahmen

Die Beckenanalyse von intraplate-Trögen macht deutlich, daß das geomorphologische Relief mit seiner tragenden Bedeutung für das Sedimentationsgeschehen und die Biofazies durch orogenetische Prozesse in tieferen Stockwerken der Kruste kontrolliert wird. In der Sedimentation auf der Oberfläche der kontinentalen Kruste des Oberostalpins zeichnen sich somit die tektonischen Vorgänge ab, die im Schlußakt den Deckenbau mit verschiedenen kalkalpinen Einheiten herbeiführen. Geologische und tektonische Karten (z. B. TOLLMANN 1976b) zeigen eine enge Beziehung von intraplate-Trogfüllungen der Gosau von Glanegg und der Roßfeldschichten zur höchsten tektonischen Einheit, zum Juvavikum. Während sich der ältere intraplate-Trog auf dem abgesunkenen Neokomschelf formierte, steht das jüngere Depotzentrum im Salzburger-Reichenhaller Raum erst nach einem Hiatus (Mittelkreide ?/Turon) für die transgressive Gosau zur Verfügung. Beide Depoträume repräsentieren als intraplate-Tröge kompressive Becken mit synorogener Sedimentation und verdanken ihre Entstehung der räumlichen Einengung.

Nach der modernen Plattentektonik vollziehen sich Bewegungen von Lithosphärenplatten durch Subduktion, so daß in Übereinstimmung zum großregionalen Rahmen (im Neokom abgesunkener Schelf) ein Bewegungsmuster von Unterschiebungen existiert. Daher liegt heute das erste kompressive Becken der Roßfeldschichten, das sich im Vorfeld der neuen tektonischen Einheit des Juvavikums gebildet hatte, im Rücken der inzwischen durch die Erosion fragmentarisch reduzierten Reiteralmdecke (Hochjuvavikum). Die Abscherung der plastisch deformierten Flexur mit den Roßfeldschichten im Muldenbereich vollzog sich in der Torrener Jochzone durch Bruchdeformation, so daß das Tirolikum entlang eines listrischen Bewegungsplans unter das Juvavikum abtaucht.

Der finale Flysch der Roßfeldschichten markiert mit Olisthostromen (mächtige juvavische Olistholithe) ein Ende der kontinuierlichen Neokomsedimentation und ein Ausschalten des Sedimentationsraumes durch die Unterschiebung desselben unter die Reiteralmdecke. Das weite Vorstoßen (phänomenologische Überschiebung) der Reiteralmdecke beruht auf der anhaltenden Unterschiebung des Tirolikums einschließlich der Roßfeldschichten unter die Reiteralmdecke, wobei später eine neuerliche Stauch-Deformation ab Cenoman?/Turon des Tirolikums im Vorfeld der Reiteralmdeckenstirn einen neuen Depotraum für die transgressive Gosau im zweiten kompressiven Trog (Abb. 15) produziert. Dabei erreicht die marine Ingression zuerst das Beckenzentrum von Glanegg (Coniac) und wenig später (Ob.-Coniac/Unt.-Santon) die mit geringmächtigen festländischen lateritischen Kalkbrekzien (= Molassestadium sensu lato) bedeckte Hochfläche der Reiteralmdecke. Der Küstensaum wandert dabei über die Nordflanke der Reiteralmdecke landeinwärts, so daß sich durch den Brandungsschutt (Extraklasten) und durch den Detritus von Rudisten-Saumriffen (vgl. HÖFLING 1985) in tektonisch angelegten Fallen große Sedimentmassen wie der Untersberger Marmor akkumulieren.

6. Die Stellung der Gosau im großtektonischen Rahmen

Die Platznahme der tiefen Gosau-Ablagerungen erfolgt in intrakalkalpinen Becken (intraplate-Tröge), wobei sich nach der Ingression des Meeres (Coniac/Unt.-Santon) in mit alluvialem Schutt erfüllten Senken epikontinentale Bedingungen einstellen. Obwohl die Gosau weit im kontinentalen Rückland liegt, erreichen exotische Restschotter (vgl. Kap. 4.1.) nach intensiver Transportauslese und vielfachen Umlagerungsvorgängen die intrakalkalpinen Depoträume der unteren Oberkreide. Sofern keine Haselgebirgsvulkanite (Melaphyre, Metadiabase und -gabbros als auffällig große und schlecht gerundete Komponenten in der Wolfgangseegosau) zur Verfügung stehen, entstammen die Exotika dem Nordrand der ostalpinen Krustenscholle, der am besten mit dem Begriff eines tektonischen/kontinentalen Grenzlandes, ausgehend von der geologischen Situation Niederkaliforniens (vgl. STAUFFER 1967; BLAKE & JONES 1974; DOUGLAS & HEITMAN 1979; FIELD & CLARKE 1979; NARDIN, EDWARDS et al. 1979), umreißen läßt. Dabei entsendet eine eoalpine Kordillere – in Analogie zur eohellenischen Kordillere und zum Andrusov-Rücken in den Karpaten (BIRKENMAJER 1986) – mit südpenninischen Obduktiten eine exotische Geröllfracht ins intrakalkalpine Rückland, die dann als exotische Restschotter gosauische Depoträume erreicht.

Coniac - Unt-Santon

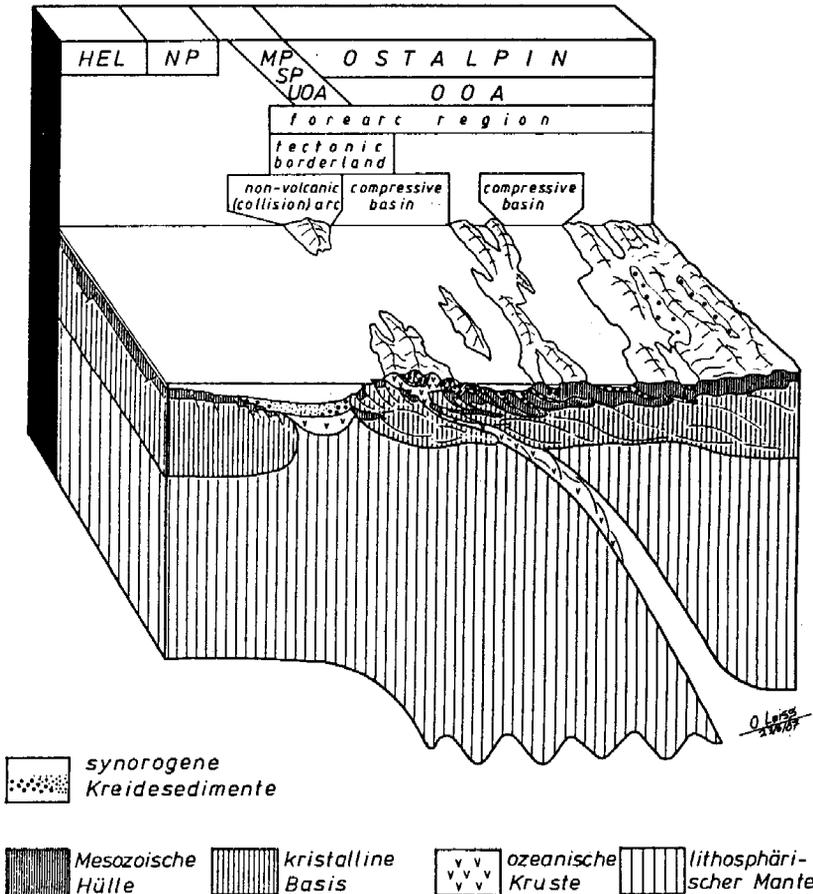


Abb. 16: Paläogeographische Rekonstruktion für den Zeitraum der tiefen Gosau (Coniac/Unt-Santon) in Abhängigkeit der großräumigen, plattentektonischen Konfiguration.

H = Helvetikum; UH = Ultrahelvetikum; NP = Nordpenninikum; MP = Mittelpenninikum; SP = Südpenninikum; UOA = Unterostalpin; OOA = Oberostalpin.

Die Darstellung orientiert sich an den wesentlichen Aussagen von CLAR (1965), BÖGEL & SCHMIDT (1976), DIETRICH (1976), DIETRICH & FRANZ (1976), OBERHAUSER (1980) und FRANK (1987).

Fallweise gelangen Exotika aus der Randzone des Ostalpins (tektonisches Grenzland mit südpenninischen Obduktiten) als Restschotter in die gosauischen Depoträume des intrakalkalpinen Rücklandes.

Will man den epikontinentalen intrakalkalpinen Raum zur unteren Oberkreide mit einem übergeordneten plattentektonischen Begriff benennen, so bietet sich der Begriff einer kontinentalen forearc Region an. Ob die Wurzeln eines magmatischen Bogenmassivs etwa im Bereich der periadriatischen Plutone vorliegen, sei zur Diskussion gestellt. Der Höhepunkt der plutonischen Aktivität im Tertiär läßt sich durch den Zeit-

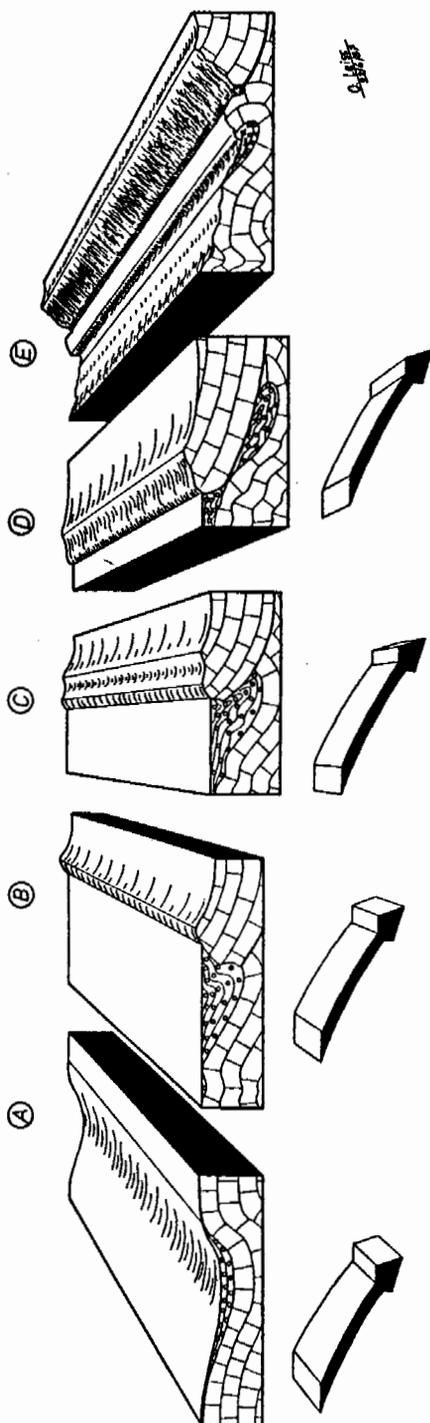


Abb. 17: Die fünf schematisierten Blockschnitte (A–E) zeigen die Entwicklung von intraplate-Trögen mit synorogener Sedimentation unter den Bedingungen der kontinentalen Raumverengung am Beispiel der Gosau vom Mutterkopf und vom Hohen Licht.

Stadium A: Plastische Deformation des triassischen Untergrundes zu einer Flexur auf Grund der Subduktionsvorgänge am Nordrand des Ostalpins. Der Erosionsschutt von antisklinalen Erhebungen sammelt sich an der Basis der kompressiven gosaischen Tröge, bevor durch die Ingression des Gosaumes flachmarine Bedingungen geschaffen werden.

Stadium B: Im Deformationsmaximum vollzieht sich der Übergang der plastischen Deformation zum Bruch und zur Abscherung, so daß sich eine listrische Deckenbewegungsbahn auf Grund der anhaltenden Unterschiebung entwickelt. Bei diesen Vorgängen entstehen die für intraplate-Tröge typischen Olisthrome mit ihren z. T. riesigen Olistholthen.

Stadium C, D: Weitere Unterschiebungsbewegungen der tieferen tektonischen Einheit schaffen das Bild einer phänomenologischen Überfah-
rung.

Stadium E: Heutige, durch spätere Bewegungen und anschließende Erosion geschaffene Erosion.

unterschied zwischen Lithosphärensubduktion in der Kreide und der zeitversetzten Aufschmelzung mit Magmenaufstieg im Tertiär erklären.

Diese forearc Region gerät durch die orogenetischen Vorgänge am Nordrand des Ostalpins (Subduktion des Südpenninikums, Kollision mit dem Mittelpenninischen Terrain) in zunehmende Einengung. Die kompressive Verformung geht vom Kalkalpen-Nordrand aus und setzt sich nach S fort, wobei Schwächezonen im kalkalpinen Rückland wie die Hallstätter Kanäle (TOLLMANN 1981) bereits frühe Ansatzpunkte für Ausgleichsbewegungen darstellen. Durch die Einengung der forearc Region führt die plastische Deformation zunächst zu flexurartigen Verbiegungen innerhalb des Kalkalpins, die bei stärkerer Beanspruchung durch Bruchdeformation im Bereich des Verformungsmaximums abgesichert werden. Weitere Ausgleichsbewegungen erfolgen durch Unterschiebung entlang listrischen Bewegungsbahnen und produzieren eine Deckenstapelung. Entscheidend dabei ist die Tatsache, daß mit den Flexuren eine geomorphologische Konstellation mit antiklinalen und synklinalen Bereichen geschaffen wird, wobei letztere als Depoträume synorogene Sedimente aufnehmen. Ein Erkennen dieser Zusammenhänge ist alleine dem Umstand zu verdanken, daß manche gosauische Vorkommen auf Grund ihrer Position auf höheren und höchsten Decken weit im kalkalpinen Rückland von extremer tektonischer Beanspruchung verschont geblieben sind. Damit ermöglichte die Beckenanalyse der tiefen Gosau, basierend auf Fazieskartierungen und Profiluntersuchungen eine Rekonstruktion der Beckengeometrie und des Ablaufs orogenetischer Prozesse, wie am Beispiel der Laagersdecke und der Reiteralmdedecke dargelegt wurde. Selbstverständlich ist nicht jedes Gosauvorkommen mit der Ausformung von tektonischen Einheiten involviert; dennoch sind gerade die Vorkommen mit eindeutigem Beckencharakter und Koppelung an Deckenbewegungsbahnen bezüglich ihrer tektonischen Stellung zu überprüfen.

Die Beispiele der Muttekopf-Gosau und der Gosau vom Hohen Licht (Doppelmulde von der Ellbogener Schuppe „überfahren“ – LEISS 1988) zeigen, daß diese Gosauvorkommen bei der Ausformung der jeweils höheren tektonischen Einheit voll integriert sind. Dieses Ausformungsschema ist in Abb. 17 dargestellt. Abb. 17 A zeigt den flexurartig verbogenen Untergrund aus Triaskarbonaten mit einer asymmetrischen Mulde. Im Stadium Abb. 17 B wird der Untergrund beim Übergang von der plastischen in die Bruchverformung entlang einer listrischen Bahn im Deformationsmaximum abgesichert. Bei diesem Vorgang entstehen Olistholithe, die in Olisthostromen eingebettet sind. Olisthostrome sind eine typische Bildung von intraplate-Trögen. Während Abb. 17 C und D die weitere Unterschiebung zeigen, vermittelt Abb. 17 E die heute durch die Erosion geschaffene Situation.

Der Gedanke, daß sich Decken ohne extreme Transportweiten mehr oder weniger an Ort und Stelle durch „Überfaltung“ bilden, wurde von BLUMER (1905) an Hand helvetischer Decken gezeigt. Auch HERTWECK (1961) weist darauf hin, daß Decken aus abgerissenen und überfahrenen isoklinalen Falten entstehen. Da jedoch seit AMPFERER (1906) und AMPFERER & HAMMER (1911) plattentektonische Prozesse durch „Unterströmung“ bzw. Subduktion/Subfluenz ablaufen, wird der Aspekt der Unterschiebung betont und der Begriff der Überfaltung (BLUMER 1905) zur Unter-muldung modifiziert.

7. Literaturverzeichnis

- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. & PASSERINI, P. (1970): Olisthostromes and Olistoliths. — *Sed. Geol.*, **4**, 521–557, 25 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- ALLEN, J.R.L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. — *Sedimentology*, **5**, 89–191, Amsterdam.
- AMPFERER, O. (1906): Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. — *Jb. k.k. Geol. R.-A.*, **56**, 3/4, 539–622, 42 Abb., Wien.
- (1912): Über die Gosau des Muttekopfs. — *Jb. k.k. Geol. R.-A.* (1912), **62/2**, 289–310, 4 Abb., 2 Taf., Wien.
- (1916): Über Kantengeschiebe unter den exotischen Geröllen der niederösterreichischen Gosau-Schichten. — *Jb. Geol. R.-A.*, **66/1**, 137–138, 10 Abb., Wien.
- (1930): Beiträge zur Geologie der Muttekopfgosau. — *Verh. Geol. B.-A.*, **8**, 181–196, 9 Abb., Wien.
- (1933): Geologischer Führer für das Kaisergebirge. — *Geol. B.-A.*, 131 S., 54 Abb., Wien.
- & HAMMER, W. (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. — *Jb. k.k. Geol. R.-A.*, **61**, 3/4, 531–710, 50 Abb., 3 Taf., Wien.
- & HAMMER, W. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Heiterwand und Muttekopfgebiet, 1:25.000. — *Geol. B.-A.*, Wien.
- & HAMMER, W. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. — *Geol. B.-A.*, **122 S.**, 26 farb. Abb., Wien.
- & OHNESORGE, Th. (1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. — *Jb. Geol. R.-A.*, Wien, **59**, 289–332, 28 Abb., Wien.
- BALLANCE, P.F. (1984): Sheet-flow-dominated gravel fans of the non-marine Cenozoic Simmler Formation, Central California. — *Sediment. Geol.*, **38**, 337–359, 16 Figs., Amsterdam (Elsevier).
- BILOTTE, M. (1982): Quelques biotopes a rudistes pendant le Cretace Superieur, exemples Pyrenees. — *C.R. 106^e Congr. nat. Soc. sav., Perignan 1981(I)*, 167–175, 1 Abb., 2 Tab., Paris.
- BIRKENMAJER, K. (1986): Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Stud. Geol. Polonica*, **88**, 7–32, 5 Figs., Warschau.
- BLAKE, M.C. & JONES, D.L. (1974): Origin of Franciscan Melanges in Northern California. — [In:] DOTT, R.H.jr. & SHAVES, R.H. (Hrsg.): *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. — *SEPM Spec. Publ.*, **19**, 345–357, 1 Fig., 1 Tab., Tulsa.
- BLISSENBACH, E. (1954): Geology of alluvial fans in semiarid regions. — *Geol. Soc. America Bull.*, **65**, 175–190, 6 Figs., 2 Taf., New York.
- BLUMER, E. (1905): Geologische Monographie vom Ostende der Säntisgruppe. — *Beitr. geol. Kt. Schweiz*, **XVI (III)**, 518–638, 19 Abb., 5 Tab., Bern.
- BOHADSCH, J. (1782): Bericht über seine auf allerhöchsten Befehl im Jahre 1763 unternommene Reise nach den oberösterreichischen Salzkammergut. — *Abh. Privates. Böhmen*, **5**, 209–222, Prag.
- BULL, W.B. (1972): Recognition of Alluvial-Fan Deposits in the stratigraphic Record. — [In:] RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W. K.: *Recognition of Ancient Sedi-*

- mentary Environments. — *SEPM, Spec. Publ.*, 16, 63–83, 16 Figs., 2 Tab., Tulsa.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. — 168 S., 31 Figs., 17 Tab., 8 Taf., 3 Beil., Amsterdam (Elsevier).
- DEL-NEGRO, W. (1979): Der Bau der Gaisberggruppe. — *Mitt. Ges. Salz. Landesk.*, 119, 325–350, 8 Abb., Salzburg.
- DIETRICH, V. & FRANZ, U. (1978): The Gosau-Formation (northern Calcareous Alps), an example of an alpine Trench-Slope-Continental Margin. — [In:] CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Hrsg.): Alps, Apennines, Hellenids. — *Int.-Union Comm. Geodynam. Sci. Rep.*, 38, 95–96, Stuttgart (Schweizerbart).
- DOUGLAS, R.G. & HEITMAN, H.L. (1979): Slope and Basin Benthic Foraminifera of the California Borderland. — [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. jr. (Hrsg.): *Geology of Continental Slopes*. — *SEPM Spec. Publ.*, 27, 231–246, 8 Figs., 2 Tab., Tulsa.
- FAUPL, P. (1984): Ein Beitrag zur Kenntnis der Walsberg-Serie bei Salzburg. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, 77, 33–36, Wien.
- & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseeerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. — *Geol. Rundschau*, 68/1, 93–120, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- FIELD, M.E. & CLARKE, S.H. jr. (1979): Small-Scale Slumps and Slides and their Significance for Basin Slope Processes, Southern California Borderland. — [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. jr. (Hrsg.): *Geology of Continental Slopes*. — *SEPM, Spec. Publ.*, 27, 223–230, 6 Figs., Tulsa.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — [In:] MERRIAM, D.F. (Hrsg.): *Symposium on Cyclic Sedimentation*. — *State Geol. Surv. Kansas Bull.*, 169/1, 107–149, 38 Figs., Lawrence.
- FISCHER, P. (1963): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der unteren Gosau von Brandenberg in Tirol. — *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 4, 127–144, 2 Abb., München.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. — 633 S., 77 Abb., 52 Taf., 58 Tab., Berlin (Springer).
- FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. — *Geologica Bavarica*, 66, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München.
- FREYTET, P. (1973): Edifices récifaux développés dans un environnement détritique: Exemple des biostromes à hippurites (rudistes) du Senonien inférieur du sillon Languedocien (région de Narbonne, Sud de France). — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 13(1973), 65–76, 5 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- FUCHS, W. (1985): Geotektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. — *Jb. Geol. B.-A.*, 127/4, 571–631, 9 Abb., 1 farb. Kt., 1:1 500 000, Wien.
- GAUPP, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des West-Teils der Nördlichen Kalkalpen. — Unveröff. Inaug.-Diss. TU München, 282 S., 100 Abb., 7 Tab., München.
- (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). — *Zitteliana*, 8, 33–72, 14 Abb., 3 Tab., Taf. 12–14, 1 Faltaf., München.

- (1983): Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). – *Zitteliana*, **10**, 155–171, 7 Abb., 2 Taf., München.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. – *Geol. Rundschau*, **57/2**, 484–514, 12 Abb., Stuttgart.
- HERM, D. (1977): Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau (Santonium) von Brandenburg/Tirol. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **17**, 257–277, 5 Abb., München.
- (1979): Die süddeutsche Kreide – ein Überblick. – [In:] WIEDMANN, J. (Hrsg.): *Aspekte der Kreide Europas*. – IUGS Series A, **6**, 85–106, 2 Abb., Stuttgart.
- (1985): Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen (Beispiel: Brandenberger Gosau). – *Exkursionsführer zur 55. Jahrestagung Paläont. Ges. München*, 16.–18. Sept. 1985, S. B2/38–61, Abb. 7–13, Selbstverlag Inst. Paläont. hist. Geol. München.
- , KAUFFMANN, E. & WIEDMANN, J. (1979): The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian–Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **19**, 27–92, 11 Abb., Taf. 5–11, München.
- HERTWECK, G. (1961): Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, **12**, 3–84, 6 Taf., Wien.
- HOEDEMAKER, Ph. J. (1973): Olistostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Province of Murcia Spain). – *Scripta Geologica*, **19**, 1–207, 60 Abb., 3 Tab., 11 Beil., Leiden.
- HÖFLING, R. (1982): Exkursion D: Berchtesgaden, 1. Thema: Kreide der Nördlichen Kalkalpen, Stop 3: „Krönnerriff“, das Lattengebirge (Übersicht), Stop 6: Dalsenalp, Stop 7: Wasserfallgraben, Stop 8: Schlegelkurve. – 2. Symposium Kreide München 1.–7. Juni 1982, *Exkursionsführer*, S. 14–20, 22, 36–46, Abb. D5–7, D14–16, München.
- (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). – *Münchener Geowissenschaftl. Abh., Reihe A*, **3**, 206 S., 53 Abb., 18 Taf., München.
- HOOKE, R. Le B. (1967): Processes on arid-region alluvial fans. – *J. Geol.*, **75**, 438–460, 10 Abb., 5 Tab., Chicago.
- IBRAHIM, A.H.M. (1976): Biostratigraphische Untersuchungen mit planktonischen Foraminiferen in der Oberkreide des Gosau-Beckens von Eiberg (Tirol). – *Unveröff. Inaug.-Diss., Inst. Paläont. hist. Geol. München*, 170 S., 16 Abb., 1 Tab., 11 Taf., München.
- IMMEL, H., KLINGER, H.C. & WIEDMANN, J. (1982): Die Cephalopoden des Unteren Santon der Gosau von Brandenburg/Tirol, Österreich. – *Zitteliana*, **8**, 3–32, 5 Abb., 1 Tab., 11 Taf., München.
- INDEN, R.F. & MOORE, C.H. (1983): Beach environment. – [In:] SCHOLLE, P.A., BEBAOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Hrsg.): *Carbonate depositional environments*. AAPG Mem. **33**, 211–265, 59 Abb., Tulsa.
- JACOBSHAGEN, V. (1986): *Geologie von Griechenland*. – 361 S., 112 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger).
- KAUFFMANN, E.G. & SOHL, N.F. (1974): Structure and evolution of Antillean Cretaceous rudist frameworks. – *Verh. Naturf. Ges. Basel*, **84** (Kugler-Festschrift):

- 399–467, 27 Abb., Basel.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – 436 S., 127 Abb., 2 Beil.-Taf., Salzburg (Bergland).
- KRUMBEIN, W.E. (1969): Über den Einfluß der Mikroflora auf die exogene Dynamik (Verwitterung und Krustenbildung). – *Geol. Rundschau*, **58**, 333–363, 16 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- (1971): Biologische Entstehung von Wüstenlack. – *Umschau*, 1971/7, 240–241, 3 Abb., Frankfurt.
- KÜHN, O. (1947): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. – *Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **156**, 181–200, Wien.
- LEISS, O. (1988a): Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens und der Biofazies durch evolutive orogenetische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen am Beispiel von Gosauvorkommen (Coniac–Santon). – *Documenta naturae*, **43**, 1–95, 72 Abb., 18 Tab., 3 Taf., München.
- (1988b): Die Stellung der Gosau (Coniac–Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut, Österreich). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **131/4**, 609–636, 8 Abb., 2 Tab., Wien.
- (1989): Der Bauxit und die lateritisch-bauxitischen Ablagerungen der tiefen Gosau (Turon/Coniac) in den Nördlichen Kalkalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **140**, 137–150, 6 Abb., 3 Tab., Hannover.
- (in Vorb.): Fazies und Geodynamik der Gosau vom Muttekopf (Schwerpunkt: Oberer Sedimentkomplex/Ob.-Maastricht) sowie der überregionale Vergleich mit den Vorkommen in Wörschach, Grünbach und Guttaring. –
- LOWE, D.R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. – *Sedimentology*, **22**, 157–204, 20 Figs., Oxford (Blackwell).
- (1979): Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. – [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. (Hrsg.): *Geology of continental slopes*. – *SEPM, Spec. Publ.*, **27**, 75–82, Tulsa.
- (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *J. Sed. Petrol.* **52/1**, 279–297, 13 Figs., Tulsa.
- MASSE, J.-P. & PHILIP, J. (1986): L'évolution des rudistes au regard des principaux événements géologiques du Crétacé. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10/2**, 437–456, 3 Abb., Pau.
- MIALL, A.D. (1977): A Review of the Braided-River Depositional Environment. – *Earth Sci. Rev.*, **13**, 1–62, 15 Abb., 6 Taf., Amsterdam (Elsevier).
- MOORE, D.G. (1969): Reflection Profiling Studies of the California Borderland: Structure and Quaternary Turbidite Basins. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **107**, II + 142 S., 25 Figs., 1 Tab., 18 Taf. (4 Beil.), Boulder.
- MOORE, J.C. & KARIC, D.E. (1976): Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 1259–1268, 12 Abb., Boulder.
- MUTTI, E. (1974): Examples of ancient deep-sea deposits from circum-Mediterranean geosynclines. – [In:] DOTT, R.H. & SHAVER, R.M. (Hrsg.): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. – *SEPM, Spec. Publ.*, **19**, 92–105, 7 Abb., Tulsa.
- NARDIN, T.R., EDWARDS, B.D. & GORSLINE, D.S. (1979): Santa Cruz Basin, California Borderland: Dominance of Slope Processes in Basin Sedimentation. –

- [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O. jr. (Hrsg.): *Geology of Continental Slopes*. – SEPM, Spec. Publ., 27, 209–222, 10 Figs., Tulsa.
- , HEIN, F.J., GORSLINE, P.S. & EDWARDS, B.D. (1979): *A Review of Mass Movement Processes, Sediment and Acoustic Characteristics, and Contrasts in Slope and Base-of-Slope Systems Versus Canyon-Fan-Basin Floor Systems*. – [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. (Hrsg.): *Geology of Continental Slopes*. – SEPM, Spec. Publ., 27, 61–73, 3 Tab., Tulsa.
- NILSEN, T.H. (1982): *Alluvial Fan Deposits*. – [In:] SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. (Hrsg.): *Sandstone Depositional Environments*. – AAPG Mem., 31, 49–86, 52 Abb., Tulsa.
- OBERHAUSER, R. (1968): *Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum*. – Jb. Geol. B.-A., 111, 115–145, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 695 S., 164 Abb., Wien (Springer).
- PIPER, D.J.W., HUENE, R.v. & DUNCAN, J.R. (1973): *Late Quaternary sedimentation in the active Eastern Aleutian Trench*. – *Geology*, 1, 19–22, 7 Abb., Boulder.
- PHILIP, J. (1972): *Paleoecologie des formations a rudistes du Cretace superieur – l'exemple du sud-est de la France*. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 12, 205–222, 4 Abb., Amsterdam.
- (1983): *Le Campanien et le Maastrichtien a rudistes et grands foraminiferes de Quatredonda (Province de Valence, Espagne): une clef pour la biozonation et les correlations stratigraphiques dans le domaine mesogeen*. – *Geol. Mediterr.*, 10/ (3–4), 87–98, 4 Abb., 1 Taf., Marseille.
- PLÖCHINGER, B. (1973): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Wolfgangseegebietes 1:25.000*. – *Geol. B.-A.*, 92 S., 16 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien.
- POLSAC, A. (1981): *Upper cretaceous biolithic complexes in a subduction zone: Examples from the Inner Dinarides, Yugoslavia*. – [In:] TOOMEY, D.F. (Hrsg.): *European fossil reef models*. – SEPM, Spec. Publ., 30, 447–472, 19 Figs., Tulsa.
- PREY, S. (1980): *Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1:50.000. Flyschzone, Walserbergserie, Gosau im Nordrand der Kalkalpen und Quartär*. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1980/3, 281–325, 2 Abb., Wien.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1977): *Depositional sedimentary environments*. – 1. Aufl., 439 S., 579 Abb., Berlin (Springer).
- & SINGH, I.B. (1980): *Depositional environments*. – 2. Aufl., 549 S., 683 Abb., Berlin (Springer).
- RICHTER, W. (1937): *Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide*. – *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 16, 59–84, 3 Abb., Hamburg.
- SANDER, B. (1917): *Notizen zu einer vorläufigen Durchsicht der von O. AMPFERER zusammengestellten exotischen Gerölle der nordalpinen Gosau*. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1917, 138–142, Wien.
- SCHLAGER, W. & CHERMARK, A. (1979): *Sediment Facies of Platform-Basin Transition, Tongue of the Ocean, Bahamas*. – [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. jr. (Hrsg.): *Geology of Continental Slopes*. – SEPM, Spec. Publ., 27, 193–207, 32 Figs., 1 Tab., Tulsa.
- SCHULZ, O. (1952): *Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Brandenberger Tales (Tirol)*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 95/1, 1–98, 10 Abb., 1 Tab.,

- 1 Kt., Stuttgart.
- STANLEY, D.J. & UNRUG, R. (1972): Submarine Channel Deposits, Fluxorturbidites and other Indicators of Slope and Base-of-slope Environments in Modern and Ancient Marine Basins. — [In:] RIGBY, J.K. & HAMBLIN, Wm.K. (Hrsg.); Recognition of Ancient Sedimentary Environments. — SEPM, Spec. Publ., 16, 287–340, 40 Abb., Tulsa.
- STAUFFER, P.H. (1967): Grain-flow deposits and their Implications, Santa Ynez Mountains, California. — J. Sediment. Petrol., 37/2, 487–508, 17 Figs., Tulsa.
- STOW, D.A.V. (1986): Deep clastic seas. — [In:] READING, H.G. (Hrsg.): Sedimentary environments and facies. — 399–444, 45 Figs., 3 Tab., Oxford (Blackwell).
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums, Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. — 449 S., 130 Abb., separater Tafelband, 7 Taf., Wien (Deuticke).
- (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. — Mitt. österr. geol. Ges., 74/75, 167–195, Wien.
- (1986): Geologie von Österreich. — Bd. III, 718 S., 145 Abb., Wien (Deuticke).
- (1987): Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. — S. 112–125, 6 Figs., Wien (Deuticke).
- WEIDICH, K.F. (1984a): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfaua der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman–Untercampan) der Bayerischen Alpen. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., N.F., 162, 151 S., 51 Abb., 21 Taf., München.
- (1984b): Über die Beziehungen des „Cenomans“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. — Geol. Rundschau, 73/2, 517–566, 11 Abb., Stuttgart.
- (1984c): Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman–Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen. — Schriftenr. Erdwiss. Komm., österr. Akad. Wiss., 7, 221–261, 13 Abb., 4 Taf., Wien.
- WHITAKER, J.H. McD. (1974): Ancient submarine canyons and fan valleys. — [In:] DOTT, R.R. & SHAVER, R.M. (Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. — SEPM, Spec. Publ., 19, 106–125, 3 Figs., 1 Tab., Tulsa.
- WOLETZ, G. (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Geol. Rundschau, 56, 308–320, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- WOPFNER, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Mutterkopf-Gebietes (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 100/1, 11–82, 9 Fig., 5 Abb., 3 Profile, 5 Diagr., Stuttgart.



**Ein Beitrag zum Oberkarbon der Steinacher Decke
(„Karbon des Nöblacher Joches“, Tirol)**

von

Karl KRAINER

mit

3 Abbildungen und 2 Tabellen

Anschrift des Verfassers:

Dr. Karl Krainer
Institut für Geologie und Paläontologie
Innrain 52
A-6020 Innsbruck

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung/Summary	88
1. Einleitung	89
2. Lage und Verbreitung des Karbon der Steinacher Decke	90
3. Sedimentologie	91
3.1. Fazies	91
3.2. Sedimentpetrographie	93
4. Paläobotanische Bemerkungen	94
5. Vergleich mit der Stangnock Formation	96
6. Diskussion	96
Literatur	98

Zusammenfassung

Die dem vermutlich altpaläozoischen „Steinacher Quarzphyllit“ (ein überwiegend retrograd metamorph überprägter Kristallinkomplex) auflagernden Oberkarbonsedimente (Stefan) der oberostalpinen Steinacher Decke stellen fluviatile Ablagerungen dar, wobei verschiedene Rinnen-, Barren- und Überflutungssedimente mit Anthrazitkohlelagen unterschieden werden können.

Die Konglomerate sind meist sehr quarzreich, einzelne Lagen sind leicht polymikt und führen neben den dominierenden Quarzgeröllen v.a. verschiedene Glimmerschiefer-, Gneis- sowie paläozoische Quarzit- und Kieselschiefergerölle. Die Sandsteine sind als lithische Arenite bis lithische Wacken zu bezeichnen.

Insgesamt zeigt das Oberkarbon der Steinacher Decke sowohl hinsichtlich seiner faziellen Entwicklung als auch hinsichtlich der petrographischen Zusammensetzung auffallend starke Ähnlichkeit mit der Stangnock Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke, insbesondere mit der Konglomerat-Sandsteinfazies. Entsprechend werden die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke als intermontane Molassesedimente interpretiert, die möglicherweise in ein und demselben Beckensystem wie die Stangnock Formation abgelagert wurden.

Die in Zusammenhang mit der Steinacher Decke auftretenden deckentektonischen Probleme werden kurz aufgezeigt und diskutiert.

Summary

The Late-Carboniferous (Stefanian) sediments of the Upper Austroalpine Steinach Nappe, overlying the presumably Early-Paleozoic Steinach Quartzphyllite (a diaphthoritic overprinted metamorphic complex), represent fluviatil deposits, at which various channel-, bar- and overbanksediments with anthracitecoal seams can be distinguished.

In most cases the conglomerates are very rich in quartzclasts, some beds are slightly polymict and contain esp. diverse micaschist-, gneiss- and paleozoic quartzite- and chertclasts beneath the dominating quartzclasts. Sandstones are classified as lithic arenites, in a few cases as lithic wackes.

According to the depositional environment and mineralogical composition, the Late Carboniferous sequence of the Steinach Nappe is very similar to the Stangnock

formation at the NW-margin of the Gurktal Nappe, resp. to the conglomerate-sandstone-facies. Accordingly, the Late Carboniferous sediments of the Steinach Nappe are interpreted as intermontane molasse-sediments, probably deposited in the same basin-system as the Stangnock formation.

Some tectonic problems connected with the Steinach Nappe are briefly pointed out and discussed.

1. Einleitung

Das Karbon des Nöblacher Joches ist Teil der oberostalpinen Steinacher Decke. Diese lagert dem zentralalpinen „Brennermesozoikum“ auf und besteht aus diaphthoritischen Altkristallin (z.B. FRIZZO & VISONA, 1981), teilweise prograd metamorphen, Granat-führenden Glimmerschiefern, ?paläozoischen Phylliten („Steinacher Quarzphyllit“) mit basischen Ganggesteinen und im höheren Teil eingeschalteten, stärker metamorph überprägten Eisendolomiten, Bänderkalken und Magnesiten.

Darüber folgen die Karbonsedimente. Diese sind nur sehr schlecht aufgeschlossen. Mächtiger Profile sind nicht erhalten, die direkte Auflagerung auf dem paläozoischen Untergrund ist nicht aufgeschlossen. Es fehlen auch jüngere, permische Sedimente, wie sie beispielsweise im Stangnock-Gebiet die oberkarbone Stangnock-Formation an einigen Stellen überlagern.

Im Bereich des Nöblacher Joches besteht die Karbonabfolge aus einem Wechsel von quarzreichen Konglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen und dunklen Tonschiefern, die an mehreren Stellen fossile Pflanzenreste geliefert haben. In mehreren Horizonten sind Anthrazitflöze (in Verbindung mit Tonschiefern) eingeschaltet, die jedoch ober Tage nicht aufgeschlossen sind. Die Flöze wurden zuletzt in den Jahren unmittelbar nach dem 2. Weltkrieg (1945–1949), bedingt durch die große Kohleknappheit, abgebaut. Erstmals berichtete A. PICHLER (1859) über eine „Anthrazitformation“ mit „Steinkohlenpflanzen“ vom Nordabhang des Steinacher Joches (= Nöblacher Joch). A. PICHLER (1859) glaubte bereits, *Annularia* und *Sphenophyllum* in Tonschiefern erkannt zu haben und er verglich diese Vorkommen mit jenen der Stangalpe und im Wallis.

Die ersten Florenlisten von diesem Karbonvorkommen haben STUR (1871), STACHE (1872) veröffentlicht, eine umfassende paläobotanische Bearbeitung der fossilen Flora erfolgte durch KERNER (1897) (siehe auch KLEBELSBERG 1935), die letzte paläobotanische Arbeit die Karbonflora des Nöblacher Joches betreffend stammt von JONGMANS (1938), der die Flora in das Westfal D einstuft.

Mit der Geologie und dem tektonischen Bau in diesem Gebiet haben sich vor allem KERNER (1922), SCHWINNER (1925) und SCHMIDEGG (1949) sowie zuletzt PREY (1977), SCHWAN et al. (1984), MOSTLER (1986), BEHRMANN (1988) und SELVERSTONE (1988) auseinandergesetzt, von KARL (1956) stammt eine ausführliche petrographische Bearbeitung der Kristallingerölle, die in den Karbonkonglomeraten enthalten sind. Eine zusammenfassende Übersicht über die Geologie dieses Raumes ist in TOLLMANN (1977) enthalten.

In der vorliegenden Arbeit sollen einige sedimentologische Daten zum Karbon des Nöblacher Joches mitgeteilt werden.

2. Lage und Verbreitung des Karbon der Steinacher Decke

Das Hauptvorkommen liegt westlich Nöblach, zwischen dem Gschnitztal im N und dem Obernbergtal im S. Es zieht von Nöblach nach W hinauf zum Eggerjoch, dann an der Nordseite des Kammes von der Stolzenalm (früher Queneck) nach W bis zu den Trunamähdern (siehe Abb. 1).

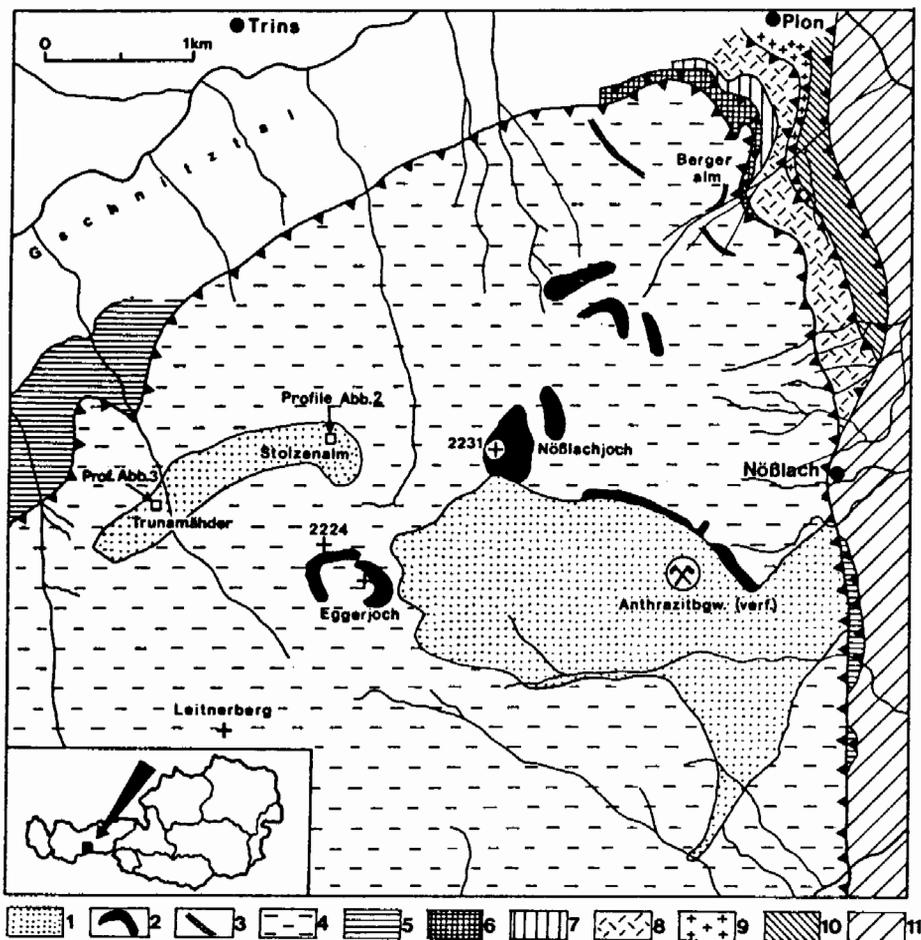


Abb. 1: Vereinfachte geologische Übersichtskarte der Umgebung des Nöblachjoches mit Hauptverbreitung der Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke (nach SCHMIDEGG 1949, MOSTLER 1986 und eigenen Aufnahmen) mit Lage der untersuchten Profile (siehe Abb. 2 und 3). 1 = Oberkarbonsedimente, 2 = mächtigere Eisenkarbonateinschaltungen im „Steinacher Quarzphyllit“, 3 = basische Gänge, 4 = „Steinacher Quarzphyllit“ (überwiegend retrograd metamorphes Kristallin) (1–4 Steinacher Decke), 5 = Mesozoische Karbonate (undifferenziert), 6 = Rhät-Liasabfolge der Aigenwiese (oberostalpin), 7 = Metamorpher Kalkkomplex (Jura), 8 = Mitteltriadische Dolomite (7 und 8 mittelostalpin bzw. zentralalpin), 9 = Stubaijer-Öztaler Altkristallin, 10 = unterostalpinnes Permomesozoikum, 11 = penninisch-unterostalpine Mischzone.

Weitere kleine Vorkommen sind südlich des Obernbergtales und NW Trins (Gschnitztal) bekannt (SCHMIDEGG 1949). Demnach haben wir es heute mit kleinen Erosionsresten eines ehemals weit verbreiteten Karbonvorkommens zu tun.

3. Sedimentologie

3.1. Fazies

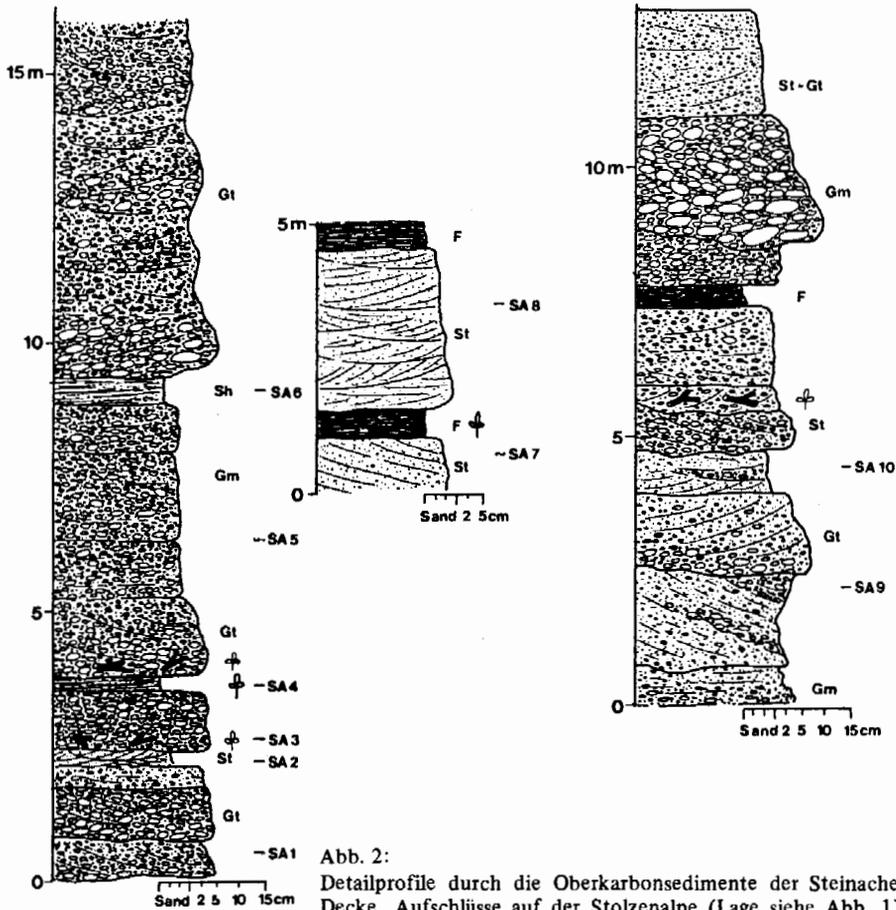
Den besten Einblick in die fazielle Entwicklung des Nößlacher Karbons bieten Aufschlüsse im Bereich der Stolzenalm (in ca. 2100 m SH) und der Trunamäher, wo bis über 15 m mächtige Profile aufgeschlossen sind (siehe Abb. 2 und 3).

Folgende Lithofaziestypen sind am Aufbau der Abfolge beteiligt:

- o Locker, selten dicht gepackte, ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete Konglomerate mit grobsandiger Matrix, bis knapp über 1 m mächtig. Die Korngröße der Gerölle liegt meist unter 5 cm, beträgt im Extremfall rund 10 cm. Quarzgerölle überwiegen bei weitem. Einzelne Lagen sind leicht polymikt mit einem erhöhten Gehalt an Kristallin- und anderen Geröllen. Vereinzelt konnte Imbrikation und Gradierung festgestellt werden, hin und wieder sind dm-große Pflanzenreste eingeschwemmt (entspricht dem Lithofaziestyp „Gm“ nach MIALL 1977, 1978, RUST 1978).
- o Undeutlich bis deutlich trogförmig schräggeschichtete, quarzreiche, meist ziemlich locker gepackte Konglomerate mit sandiger Grundmasse, bis 1,7 m mächtig. In einem Fall waren Reaktivierungsflächen ausgebildet. Dieser Faziestyp ist meist deutlich erosiv eingeschnitten, an der Basis sind selten cm-große tonige Resedimentgerölle und eingeschwemmte Pflanzenreste (Calamitenstammreste) enthalten. Die Korngröße der Gerölle beträgt maximal rund 6 cm (Lithofazies „Gt“).
- o Trogförmig schräggeschichtete Sandsteine, meist mit kleindimensionaler Schrägschichtung, selten auch in Form von 1 m mächtigen Schrägschichtungskörpern. In einem Fall ist eine ca. 3 m mächtige Abfolge von kleindimensionalen Schrägschichtungskörpern aufgeschlossen. Die Sandsteine sind meist mittel- bis grobkörnig (Lithofazies „St“).
- o Planar schräggeschichteter Grobsandstein, an der Basis feinkiesig (Gerölle bis 1 cm), 25 cm mächtig (Lithofazies „Sp“).
- o Horizontalgeschichtete, feinkörnige, glimmerreiche Sandsteinlagen, bis etwa 50 cm mächtig, mitunter in Siltsteine übergehend, z.T. reichlich Pflanzenreste und Pflanzenstreu enthaltend, dadurch dunkel gefärbt (Lithofazies „Sh“).
- o Dunkelgraue bis schwarze, meist siltige Tonschiefer, bis zu mehrere m mächtig, schlecht aufgeschlossen. Aus diesen Tonschiefern sind von mehreren Stellen fossile Pflanzenreste bekannt (Lithofazies „Fl“, „Fm“, „Fsc“).
- o Anthrazitkohleflöze mit Mächtigkeiten bis knapp über 2 m im ehemaligen Bergbau (Friedichflöz, SCHMIDEGG 1949), an der Oberfläche nicht aufgeschlossen (Lithofazies „C“).

Bedingt durch die im Vergleich zum NW-Rand der Gurktaler Decke (Stangnock-Königstuhlgebiet) nur sehr spärlichen Aufschlüsse lassen sich über das Ablagerungsmilieu nur ganz grobe Angaben machen.

Der fluviatile Charakter der Sedimente steht in Anbetracht der aufgelisteten Litho-



faziestypen außer Zweifel. Es können Rinnensedimente (konglomeratische und sandige Rinnenfüllungen, repräsentiert durch die Lithofaziestypen Gt und St), Barrensedimente (repräsentiert durch die Lithofaziestypen Gm, St, Sp) und Überflutungssedimente in Form von Tonschieferhorizonten auseinandergehalten werden. Anthrazitkohleflöze werden als Sumpf- bzw. Moorbildungen gedeutet, entstanden in Totarmen oder Tümpeln abseits der Hauptgerinne. Der Fund von Stigmarien im ehemaligen Bergbau deutet auf eine teilweise autochthone Vegetation in den Sumpfarealen hin.

Diese Entwicklung entspricht sehr gut der „Konglomerat-Sandsteinfazies“ der Stangnock-Formation (KRAINER 1989 a, b), die Sedimente sind ebenfalls durchwegs in Graufazies entwickelt, somit unter ähnlichen bzw. identen Klimabedingungen, vermutlich als Ablagerungen eines stärker gekrümmten Flußsystems entstanden.

Über vorherrschende Schüttungsrichtungen, Beckenanlage, Beckengeometrie und ursprüngliche Verbreitung der Karbonsedimente im Bereich des Nöblacher Joches lassen sich allerdings keine Angaben machen.

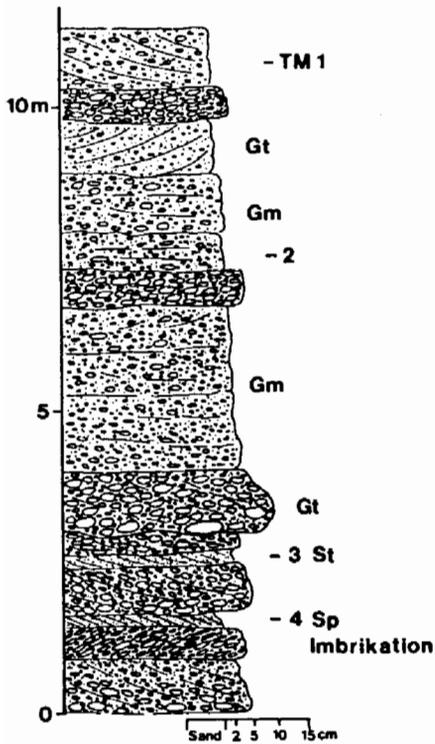


Abb. 3:

Detailprofil durch die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke im Bereich der Trunamäher auf der E-Seite des Bergrückens zwischen Trunabach und Vallzahnbach in rund 1870 m SH. (Lage siehe Abb. 1).

Weiters sind diverse Kristallingerölle (Glimmerschiefer–Gneise) sehr häufig, wobei KARL (1956) Biotit-Muskowit-Plagioklasgneise sowie Granit und Granitgneise unterschieden und ausführlich beschrieben hat. Untergeordnet finden sich Kieselschiefer-, Graphitquarzit- und Phyllitgerölle, KARL (1956) erwähnte ferner Gerölle von Keratophyren, Chloritgesteinen und Mikrofelsite.

b) Sandsteine

Die Sandsteine, nach dem Klassifikationsschema von PETTIJOHN et al. (1987) als lithische Arenite, z.T. als lithische Wacken zu bezeichnen, sind mäßig bis schlecht sortiert, die Komponenten sind überwiegend subangular.

Allerdings ist infolge beginnender Drucklösung, erkenntlich durch suturierte Korngrenzen zwischen einzelnen Quarzkomponenten, die ursprüngliche Kornform und damit auch der Rundungsgrad teilweise verwischt.

Polykristalline Quarze und diverse Gesteinsbruchstücke sind die weitaus häufigsten Komponenten, gefolgt von monokristallinen Quarzen, detritischen Feldspäten und Glimmern.

3.2. Sedimentpetrographie

a) Konglomerate

Dichter gepackte Konglomerate sind mäßig, locker gepackte Konglomerate schlecht sortiert. Der Rundungsgrad bewegt sich meist zwischen mäßig gut und gut gerundet, teilweise sind die Gerölle auch schlechter gerundet. Der Durchmesser der Gerölle liegt meist unter 5 cm, Gerölle bis 10 cm sind selten, über 10 cm sehr selten.

Größtenteils handelt es sich um Quarzgerölle (mehr oder weniger monomikte Quarzkonglomerate). In leicht polymikten Konglomeratlagen finden sich neben den Quarzgeröllen vor allem Quarzit- und Kristallingerölle. Andere Gerölltypen sind selten.

Quarzitgerölle erwiesen sich im Dünnschliff als Abkömmlinge z.T. sehr reifer Quarzsandsteine, die durch Quarzement (oft noch deutlich als Anwachsäume erkennbar) verfestigt sind. Häufig ist ein geringer Feldspat- und Matrixanteil zu beobachten, der Anteil an mono- und polykristallinen Quarzen ist jedoch immer sehr hoch (vgl. auch KARL 1956). Ähnliche Gerölle sind auch in den Konglomeraten der Stangnock Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke enthalten (KRAI-NER 1989 b).

Der Anteil an einzelnen Komponenten und Matrix ist deutlich korngößenabhängig: je feinkörniger desto höher der Anteil an monokristallinen Quarzen, detritischen Feldspäten, detritischen Glimmern und Matrix (lithische Wacken!) und desto geringer der Anteil an polykristallinen Quarzen und Gesteinsbruchstücken.

Mono- und polykristalline Quarze sind alle metamorphen Ursprungs. Auch bei den Gesteinsbruchstücken überwiegen metamorphe Typen in Form von Glimmerschiefer-, Gneis- und Phyllitbruchstücken. Untergeordnet finden sich sedimentäre Gesteinsbruchstücke (Silt-feinkörnige Sandsteinfragmente) und Kieselschieferfragmente.

Detritische Feldspäte (Albite, Alkalifeldspäte, vereinzelt Schachbrettalbite) sind selten frisch, meist stärker zersetzt. Ein Großteil der detritischen Feldspäte ist bereits vollkommen Diageneseprozessen zum Opfer gefallen und vollständig zu Tonmineralen umgewandelt. Diese sekundäre, diagenetisch gebildete Matrix ist jedoch nur schwer, in vielen Fällen überhaupt nicht von der primären Matrix zu unterscheiden, sodaß der ursprüngliche Feldspatgehalt nicht abschätzbar ist.

An detritischen Glimmern konnte nur Muskowit beobachtet werden.

Fleckenweise tritt zu Limonit verwitterter, Fe-reicher Karbonatzement auf. Andere Zementminerale (Quarz etc.) wurden nicht beobachtet (zur mineralogischen Zusammensetzung siehe auch Tab. 1).

Das Schwermineralspektrum ist relativ eintönig und setzt sich aus gerundeten Zirkonen, grünen Turmalinen, Rutil und Apatit zusammen, in einzelnen Körnern finden sich Granat und Titanit (Tab. 2). In den meisten Proben dominieren Zirkon und Turmalin, vereinzelt ist Apatit das häufigste durchsichtige Schwermineral. Apatit zeigt vielfach deutliche Ätzerscheinungen und fehlt in einzelnen Proben bereits vollkommen. Dies deutet auf diagenetische Lösung des Apatits und somit auf einen relativ sauren pH-Wert der Porenlösungen hin (NICKEL 1973).

In Anbetracht der petrographischen Zusammensetzung der Konglomerate und Sandsteine müssen zwei unterschiedliche Liefergesteinskomplexe angenommen werden.

Ein kristallines bzw. stärker metamorphes Liefergebiet für die diversen Gneis- und Glimmerschiefergerölle, für einen Teil der mono- und polykristallinen Quarze und detritischen Feldspäte (vor allem Alkalifeldspäte und Schachbrettalbite, die für die Gneisgerölle typisch sind, KARL 1956). Phyllitische Gesteinsbruchstücke, sedimentäre Gesteinsbruchstücke, Quarzit- und Kieselschiefergerölle sind dagegen aus einem altpaläozoischen Liefergebiet zu beziehen.

4. Paläobotanische Bemerkungen

Die bisher aus dem Karbon des Nöflacher Joches bekannte fossile Florengesellschaft (ca. 30 Arten, charakteristisch ist das relativ häufige Auftreten von *Neuropteris*-Formen, auch *Linopteris neuropteroides* ist bekannt, während Pecopteriden eher selten sind) entspricht ungefähr jener aus dem tieferen bis mittleren Abschnitt der Stangnock-Formation und ist somit zeitlich in das Stefan (Westfal D bei JONGMANS 1938) einzustufen.

Tabelle 1: Mineralogische Zusammensetzung von Oberkarbonsandsteinen der Steinacher Decke.

	Qm	Qp	GBRm	GBRs	Chert	F	Fps	Gl	Karb	M
Nöflachjoch – Eggerjoch	6.3	42.3	29.4	3.7	0.6	2.2	2.4	2.3	0.6	10.2
öst. Trunahütte	5.8	54.2	23.2	0.7	–	0.4	2.0	1.7	–	12.0
Stolzenalpe (Profil Abb. 2)	12.6	39.5	19.3	1.9	0.4	3.0	2.2	5.3	0.6	15.3
Trunamähder (Profil Abb. 3)	7.9	45.1	25.1	4.8	–	0.9	1.9	1.9	0.9	11.5

(Qm monokristalliner Quarz, Qp polykristalliner Quarz, GBRm metam. Gesteinsbruchstücke, GBRs sedimentäre Gesteinsbruchstücke, Chert sediment. Kieselschiefer, F detritische Feldspäte, Fps Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat, diagenetische Matrix, Gl detritische Glimmer, Karb Karbonatzement, M Matrix, in Klammer Anzahl der ausgezählten Proben).

Tab. 2: Schwermineralspektrum einiger Oberkarbonsandsteine der Steinacher Decke (Zirkon + Turmalin + Rutil + Apatit = 100 %, in Spuren Granat und Titanit, in Klammer Anzahl der untersuchten Proben).

	Zirkon	Turmalin	Rutil	Apatit
Nöflachjoch – Eggerjoch	50.7	31.1	11.3	6.9
östl. Trunahütte	24.7	63.2	7.5	4.6
Stolzenalpe	45.4	27.0	12.1	15.5
Trunamähder	23.5	40.5	7.7	28.3

5. Vergleich mit der Stangnock Formation

Bereits mehrfach ist auf den verblüffend ähnlichen tektonischen Bau am Ostrand (Nockgebiet, Stangalmbereich) und am Westrand des Tauernfensters (Brennerfurche) hingewiesen worden (z. B. SCHWINNER 1925, PREY 1977, TOLLMANN 1977).

Vergleicht man den Aufbau und die Zusammensetzung des NW-Randes der Gurktaler Decke (insbesondere im Bereich der Eisentalhöhe) mit der Steinacher Decke, so kommen Ähnlichkeiten noch stärker zum Ausdruck.

Das Paläozoikum ist in beiden Fällen ähnlich aufgebaut, nämlich aus Phylliten mit eingeschalteten Eisendolomiten und Magnesiten (im NW der Gurktaler Decke in unmittelbarer Nähe des Karbons im Bereich Stangsattel–Kotalm in analoger Ausbildung wie in der Steinacher Decke). Diese altpaläozoischen Gesteine der Steinacher Decke haben allerdings eine stärkere Metamorphose (untere Amphibolitfazies, anschließend retrograde Überprägung, siehe FRIZZO & VISONA, 1981) und variszische Tektonik mitgemacht, sodaß die Bezeichnung Quarzphyllit hier irreführend ist. Nachdem die Oberkarbonsedimente keine sichtbare alpidische Metamorphose zeigen, scheint die Diaphthorose älter, auch variszisch zu sein. Zur Klärung dieser Fragen sind jedoch noch detaillierte petrologische Untersuchungen notwendig.

Auch die Oberkarbonabfolgen zeigen in beiden Fällen – unter Berücksichtigung der schlechten Aufschlußverhältnisse im Bereich des Nöblacher Joches – keine nennenswerten Unterschiede, weder was die fazielle Entwicklung noch die Zusammensetzung (ähnliches Geröllspektrum mit aufgearbeiteten Gneis-, Quarzit- und Altpaläozoikumgeröllen, mehr oder weniger identes Schwermineralspektrum) noch die Florenvergesellschaftung bzw. altersmäßige Einstufung betrifft.

6. Diskussion

Die ähnliche fazielle Entwicklung und mehr oder weniger idente altersmäßige Einstufung der Oberkarbonsedimente des Nöblacher Joches ist zweifellos auf eine analoge intermontane Beckenentwicklung wie im Stangalmgebiet zurückzuführen. Dabei hält es der Verfasser durchaus für möglich, daß es sich bei den Oberkarbonsedimenten des Nöblacher Joches und der Gurktaler Decke (Stangnock Formation) um Molassesedimente ein und desselben Beckens oder Beckensystems handelt (die beiden Vorkommen liegen heute ca. 180 km voneinander entfernt).

Die Faziesanalyse der Stangnock Formation hat gezeigt, daß es sich um Ablagerungen eines Beckens größerer Ausdehnung handelt (KRAINER 1989 a, b), auch die vorherrschende, nach Osten gerichtete Schüttungsrichtung innerhalb der Stangnock Formation wäre kein Hindernis, beide Vorkommen als Ablagerungen ein und desselben Beckensystems zu interpretieren.

Bezüglich der Herkunft der Gneisgerölle im Karbon des Nöblacher Joches steht man vor einem ähnlichen Problem wie in der Stangnock Formation (siehe Diskussion bei FRIMMEL 1986 a, b, FRANK 1987, TOLLMANN 1987, KRAINER 1989 a). KARL (1956) hat die Gneisgerölle mit den „Alten Gneisen“ des Tauernfensters verglichen und versucht, sie von diesen abzuleiten, was jedoch aus heutiger deckentektonischer Sicht nicht möglich ist (siehe TOLLMANN 1977). Hier könnten spezielle petrologische Untersuchungen an den Gneisgeröllen und benachbarten Gneisvorkom-

men des ostalpinen Kristallins, ähnlich wie sie FRIMMEL (1986 a, b) an Gneisgerölen der Stangnock Formation durchgeführt hat, wertvolle Hinweise liefern.

Ein weiteres Problem ist auch die Herkunft der unmetamorphen paläozoischen Gerölle (Kieselschiefer-, Quarzitzerölle), da der die Karbonsedimente unterlagernde Komplex eine variszische Metamorphose mitgemacht hat und in der näheren und weiteren Umgebung entsprechende variszisch nicht metamorph überprägte Paläozoikumvorkommen fehlen, es sei denn, der oberostalpine Schneeberger Zug stellt eine alpidisch metamorph überprägte paläozoische Abfolge dar oder die Karbonsedimente liegen dem „Steinacher Quarzphyllit“ nicht primär sondern tektonisch auf. Die nächstliegenden Paläozoikumvorkommen wären ansonsten die westlichen Karnischen Alpen (südalpin) bzw. der Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Kitzbühler Alpen) – beide rund 90 km von der Steinacher Decke entfernt.

Tektonische Studien in den letzten Jahren (BEHRMANN 1988, SELVERSTONE 1988, SCHMID & HAAS 1987) haben am Westende des Tauernfensters und entlang der Schlinig Linie E–W-Bewegungen der ostalpinen Decken ergeben. Allerdings sind diese Ergebnisse nicht ganz neu. Schon SCHMIDEGG (1949) hat beispielsweise innerhalb der Steinacher Decke zwei Bewegungspläne herausgearbeitet, einen älteren Bewegungsplan mit Nordbewegung und einen jüngeren mit E–W-Bewegungen, wobei SCHMIDEGG (1949) diese E–W-Bewegungen bereits als Abgleiten der ostalpinen Einheiten vom sich aufwölbenden Tauernfenster deutet. Dieselbe Hypothese wird auch von BEHRMANN (1988) und SELVERSTONE (1988) vertreten.

In diesem Zusammenhang ist es interessant, daß RATSCHBACHER (1987) aus ober- und mittelostalpinen Decken östlich des Tauernfensters ebenfalls zwei alpine, ähnlich gerichtete Deformationspläne, allerdings in zeitlich umgekehrter Reihenfolge, nachgewiesen hat.

Basierend auf den tektonischen Untersuchungen von SCHMIDEGG (1949) ist eine Herkunft der Steinacher Decke aus SE am wahrscheinlichsten, möglicherweise ist die Steinacher Decke durch Lateralverschiebungen in ihre heutige Position gelangt und stellt vielleicht einen Rest der nordwestlichen Fortsetzung des Drauzuges dar (auch im Norden des Drauzuges – im Raum Stockenboi – transgrediert das Permomesozoikum auf altpaläozoischen Untergrund).

Eine moderne, umfangreiche tektonische Analyse der Steinacher Decke, basierend auf den Ergebnissen von SCHMIDEGG (1949), könnte hier zweifellos wertvolle Hinweise zu den offenen deckentektonischen Fragen liefern.

Dank

Für wertvolle Hinweise und wichtige Diskussionsbeiträge danke ich herzlichst Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler.

Die Untersuchungen wurden vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich (Projekt Nr. 5545) finanziell unterstützt, wofür an dieser Stelle ebenfalls gedankt sei.

Literatur

- BEHRMANN, J.H. (1988): Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing–Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. – *Geodynamica Acta* 2, 63–73, 9 figs., Paris.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379–406, 9 figs., 1 table (F. Deuticke), Wien.
- FRIMMEL, H. (1986a): Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 32, 39–65, 8 Abb., 2 Tab., Wien.
- (1986 b): Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 66, 193–208, 4 Abb., 3 Tab., Wien.
- FRIZZO, P. & VISONA, D. (1981): New data regarding lithostratigraphy and metamorphism of the Steinach Nappe (Brenner Region, Eastern Alps). – *Studi Trentini di Scienze Naturali*, 58, 3–10, Trento.
- JONGMANS, W.J. (1938): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – *Berg- u. hüttenmänn. Mh.*, 86/5, 97–104, 1 Tab., Wien.
- KARL, F. (1956): Die Komponenten des oberkarbonen Nößlach-Konglomerates (Tirol). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 48, 71–87, 2 Taf. (Kleblsberg-Festschrift), Wien.
- KERNER, F. v. (1897): Die Carbonflora des Steinacherjoches. – *Jahrb. k. k. geol. R.-A.*, 47/2, 365–386, 10 Taf., Wien.
- (1922): Der Schuppenbau der Gipfelregion des Steinacher Joches. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1922, 75–81, 3 Fig., Wien.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): *Geologie von Tirol*. – 872 S. (Borntraeger), Berlin.
- KRAINER, K. (1989a): Molassesedimentation im Oberkarbon der Ostalpen am Beispiel der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke (Österreich). – *Zentralbl. Geol. Paläont.*, Teil I, 1988, H. 7/8, 807–820, Stuttgart.
- (1989b): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock Formation) am NW-Rand der Gurktaler Decke. – *Carinthia II*, 179/99, 563–601, Klagenfurt.
- MIALL, A.D. (1977): A review of the braided river depositional environment. – *Earth-Sci. Rev.*, 13, 1–62, 16 figs., 6 tables, Amsterdam.
- (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. – [In:] MIALL, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, *Can Soc. Petrol. Geol., Mem.* 5, 597–604, 1 fig., 2 tables, Calgary.
- MOSTLER, H. (1986): Zur Geologie des Wipptales (Innsbrucker Quarzphyllit, unterostalpin Mesozoikum, Matrierer Schuppenzone, Altkristallin, Steinacher Decke, Silltalstörung) (Exkursion B am 3. April 1986). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F., 68, 29–42, 8 Abb., Stuttgart.
- NICKEL, E. (1973): Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intracratal solution. – *Contr. Sedimentology*, 1, 1–68, 42 figs., 35 tables, Stuttgart.

- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1987): Sand and Sandstone (2nd Ed.). – 553 S. (Springer-Verlag), New York.
- PICHLER, A. (1859): Aus dem Inn- und Wipphale (Beiträge zur Geognosie Tirols). – Z. Ferdinandeum f. Tirol u. Vorarlb., 3. Folge, H. 8, 137–232, Innsbruck.
- PREY, S. (1977): Gelegenheitsbeobachtungen im Brennermesozoikum in der Umgebung von Trins (Gschnitztal, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1977/3, 337–347, 1 Abb., Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1987): Strain, Rotation and Translation of Austroalpine Nappes. – [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 237–243, 2 figs. (F. Deuticke), Wien.
- RUST, B.R. (1978): Depositional models for braided alluvium. – [In:] MIALL, A.D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 5, 605–625, 13 figs., 1 table, Calgary.
- SCHMID, S.M. & HAAS, R. (1987): The transition from near surface thrusting into intra-basement decollement along the Schling thrust. – Terra Cognita, 7, 68.
- SCHMIDEGG, O. (1949): Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch (Brenner-Gebiet). – Veröff. Mus. Ferdinandeum, 26/29 (Jg. 1946/49), 1–19, 1 Karte 1:25.000, 10 Profile (Klebelberg-Festschrift), Innsbruck.
- SCHWAN, W., ROSSNER, R., BEHRMANN, J., HEINRICH, P., MICHALLIK, R. & THÜNKER, M. (1984): Seriengliederung und alpidische Tektonik am Nordwestende des Tauernfensters (Tirol. Österreich). – Z. dt. geol. Ges., 135, 645–667, 8 Abb., Hannover.
- SCHWINNER, R. (1925): Das Paläozoicum am Brenner. Vergleiche und Wertungen. – Centralbl. f. Mineral., Geol. u. Paläont., Abt. B, 241–249 und 273–280, 1 Abb., Stuttgart.
- 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, 10 figs.
- STACHE, G. (1872): Ueber die Steinkohlenformation der Centralalpen. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 1872, 78–81, Wien.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – Verl. geogn.-mont. Ver. Stmk., 654 S., Graz.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. I. Die Zentralalpen. – 766 S. (F. Deuticke), Wien.
- (1987): The Alpidic Evolution of the Eastern Alps. – [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, 8 figs. (F. Deuticke), Wien.

**Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen
im Bereich des Warschenecks (O.Ö.)**

von

Franz OTTNER

mit 12 Abbildungen, 3 Tafeln und 3 Beilagen

Anschrift des Verfassers:

Mag. Franz Ottner
Institut für Bodenforschung und Baugeologie
Universität für Bodenkultur
Gregor Mendel-Straße 33
A-1180 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

S. 101–145

36

Wien, 1990

Inhalt

Zusammenfassung	102
1. Einleitung	103
2. Geologischer Rahmen und Erforschungsgeschichte	104
3. Schichtfolge	106
3.1. Die Basis der Wurzer Deckscholle (Warscheneckdecke)	106
3.1.1. Der Hauptkörper der Warscheneckdecke	106
Dachsteinkalk	106
Hierlitzkalk	107
Protoglobigerinenkalk	107
3.1.2. Schollen ungeklärter tektonischer Stellung	107
Allgäuschichten	108
Kieselkalke	108
Ruhpoldinger Radiolarit	116
3.2. Die Wurzer Deckscholle (Hallstätter Decke)	125
3.2.1. Rofanbrekzie s.l.	125
3.2.2. Haselgebirge s.l.	128
3.2.2.1. Haselgebirgston	128
3.2.2.2. Gips und Anhydrit	129
3.2.3. Werfener Schichten	129
3.3. Die Brunnsteinscholle (Dachsteindecke)	130
3.3.1. Dachsteinkalk	130
3.3.2. Hierlitzkalk	131
3.4. Die neoautochthone Bedeckung (Warscheneckdecke)	132
3.4.1. Oberalmer Schichten	132
4. Tektonik	135
5. Literatur	138

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde die Wurzer Deckscholle im Warscheneckstock (Oberösterreich) und deren Rahmen neu bearbeitet.

Die Wurzer Deckscholle liegt auf der tirolischen Einheit der Warscheneckdecke, die aus einer Trias-Jura Schichtfolge besteht.

Die eigentliche Basis der Deckscholle (= Hintersteineralm-Basisschuppe) wird aus grauen Kieselkalken gebildet. Mittels Radiolarien konnte dieses Schichtglied stratigraphisch in Oxford bis unterstes Kimmeridge eingestuft werden. An zwei Profilen wurde der Mineralbestand – der einen hohen Kalzitanteil aufweist – und die Zusammensetzung der Tonfraktion (2 μm) untersucht. Der in der Umgebung der Deckscholle vorkommende Radiolarit konnte ebenfalls mit Radiolarien als Oberoxford bis unterstes Kimmeridge eingestuft werden. Die mineralogische Zusammensetzung des Radiolarites wird von geringerem Kalkgehalt und hohem Quarzanteil bestimmt. In einem Großteil der Radiolaritproben gelang der Nachweis des Zeolithminerals Analcim. Im Zusammenhang mit dem Vorkommen von Montmorillonit und Vermiculit in der Tonfraktion der Tonzwischenlagen des Radiolarites ist dies ein Hinweis auf Vulkantätigkeit während dessen Sedimentation.

Die Basis der juvavischen Deckscholle wird von einer polymikten Gleitbrekzie markiert. Durch Conodonten konnten Hallstätter Buntkalke als Komponenten nachgewiesen werden. Weiters kommen Jurakalke, Kieselkalke und triassische Tonschiefer vor. Die Komponenten stammen somit sowohl von der Deckscholle als auch von deren Unterlage.

Die Deckscholle selbst besteht aus Gips, Anhydrit und Werfener Tonen. Der Gips wird in einem großen Tagbau von der Firma KNAUF abgebaut und als Rohstoff weiterverarbeitet.

Der südlich der Wurzer Deckscholle gelegene Brunnsteinzug mußte aufgrund der vorliegenden Geländeaufnahmen von der Warscheneckdecke abgetrennt werden. Er wird als Brunnsteinscholle zur Dachsteindecke gestellt.

Nach der Eingleitung der Scholle erfolgte die Sedimentation der Oberalmer Schichten, die gelegentlich in früheren Arbeiten zu Unrecht zur Wurzer Deckscholle gezählt wurden.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist die Kurzfassung einer in den Jahren 1985 bis 1987 am Institut für Geologie der Universität Wien entstandenen Diplomarbeit, deren Aufgabenstellung in einer genauen geologischen Neubearbeitung der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen lag.

Das kartierte Gebiet befindet sich auf Blatt 98, Liezen, der ÖK 1:50.000 im Bundesland Oberösterreich.

Methodik:

Neben der Kartierung im Maßstab 1:10.000 und Profilaufnahmen als klassische geologische Feldmethoden wurde für mineralogische Untersuchungen die Röntgendiffraktometrie angewandt.

Gesamtmineralbestand

der Locker- und Festgesteine, vor allem von Radiolarit und Kieselkalken.

Mit dieser Methode können Mineralphasen qualitativ und semiquantitativ erfaßt werden. Die untersuchten Proben wurden folgendermaßen aufbereitet:

Die einzelnen Proben wurden getrocknet und in einer Scheibenschwingmühle zu Analysenfeinheit vermahlen. Um für die Auswertung texturfreie Präparate zu erhalten, wurde das Mahlgut im Verhältnis 1:1 mit Kunstharz vermengt und nach dem Aushärten nochmals vermahlen. Erst dann konnten die Proben in der Röntgendiffraktometer-Anlage analysiert werden. Es wurde jeweils der Bereich von $10^{\circ} 2\theta$ bis $60^{\circ} 2\theta$ abgefahren.

Die Peaks dienen sowohl zur Identifizierung als auch zur semiquantitativen Erfassung der Mineralphasen. Die einzelnen Peakflächen wurden vermessen (Halbwertbreite) und nach der Methode von SCHULTZ (1964) über Korrekturfaktoren die Zusammensetzung der Probe berechnet. Quarz wurde nach vorhandenen Standardreihen ausgewertet.

Tonmineralanalyse

der Tonfraktion ($2 \mu\text{m}$) der Lockergesteine, vor allem von Tonzwischenlagen in Radiolarit und Kieselkalken.

Die Proben wurden mit 15 %igem Wasserstoffperoxid dispergiert. Nach Abklingen der Reaktion und Entfernung des Überschüssigen H_2O_2 erfolgte eine 15 minütige Beschallung im Ultraschallbad. Mittels Naßsiebung wurde die $63 \mu\text{m}$ Fraktion und aus dieser durch Sedimentation die $2 \mu\text{m}$ Fraktion gewonnen. Anschließend erfolgte die Kationenbelegung. Jeweils

400 ml der Tonsuspension wurde mit 100 ml 4 n KCl Lösung bzw. 4 n $MgCl_2$ Lösung vermischt und 12 Stunden geschüttelt. Als Unterlage für die Texturpräparate dienten Keramikplättchen, auf die durch Unterdruck die Tonsuspension aufgesaugt wurde. Nach erfolgter Aufnahme im Diffraktometer kamen die Mg-belegten Proben in Glycerin-Atmosphäre (zur Unterscheidung von Montmorillonit von Vermiculit) und die K-belegten Proben in DMSO (Dimethylsulfoxid) Atmosphäre (Unterscheidung Chlorit/Kaolinit). Nach einer zweiten Aufnahme im Diffraktometer erfolgt die Auswertung der einzelnen Tonmineralphasen nach dem gleichen Prinzip wie bei der Gesamtmineralbestimmung.

Dank

Initiiert wurde diese Arbeit von Doz. Dr. R. LEIN, dem ich an dieser Stelle für die umfangreiche Hilfestellung vor allem bei der Deutung der komplizierten Tektonik sehr herzlich danken möchte.

Für die Ausführung der Mineral- und Tonmineralanalysen stand die Röntgendiffraktometer-Anlage und die gesamte Laboreinrichtung des Institutes für Bodenforschung und Baugeologie der Universität für Bodenkultur Wien zur Verfügung. Herrn Prof. Dr. B. SCHWAIGHOFER und Herrn Doz. Dr. H. W. MÜLLER vom selben Institut danke ich für die vielen wertvollen Tips bei der Durchführung und Auswertung der Analysen.

Für die Bestimmung des aufgesammelten, gelösten und geschliffenen Fossilmaterials möchte ich mich bei folgenden Herren sehr herzlich bedanken: Doz. Dr. L. KRYSZYN (Wien), Ammoniten und Conodonten, Dr. W. PILLER (Wien), Foraminiferen, Prof. Dr. H. ZAPFE (Wien), Brachiopoden. Eine stratigraphische Schlüsselstellung nahmen die Radiolarien des Jura ein, die von Prof. Dr. H. MOSTLER (Innsbruck), bestimmt wurden.

Herrn Dipl. Geol. F. BÖHM (Erlangen), danke ich für mikrofazielle Hinweise und die Begleitung im Gelände sowie Herrn Dipl. Geol. S. NICOL (Leoben), für die Hilfe bei der Literatursuche. Für die Reinzeichnung der Abbildungen danke ich Herrn Leo LEITNER (Inst. f. Geologie). Der Bergbauernfamilie PICHLER von der Hintersteineralm danke ich für die freundliche Aufnahme und Unterkunft in ihrem Haus während der Kartierungstätigkeit.

2. Geologischer Rahmen und Erforschungsgeschichte

Die im folgenden näher beschriebene Wurzer Deckscholle liegt im südöstlichen Bereich der zum Tirolikum zählenden Warscheneckdecke. Die Schichtfolge derselben ist meist nur bis zum Dachsteinkalk erhalten geblieben. In der Umgebung sind jedoch durch Bruchtektonik abgesenkte Reste der einstigen Jurabedeckung von der Erosion verschont geblieben. Zu den Juraresten der näheren Umgebung gehören der Wurzerkampl, die Rote Wand und der Mitterberg sowie der Stubwieswipfel.

Im Norden folgt mit der Totengebirgsdecke eine weitere tirolische Einheit.

Die südliche Begrenzung wird teils von einer tirolischen Einheit – der Admonter Schuppenzone – und von der nordjuvavischen Dachsteindecke gebildet. Noch weiter im Süden folgt die Grauwackenzone und jenseits der Enns das Kristallin der Rottenmanner Tauern.

Westlich der Warscheneckdecke grenzen die östlichen Ausläufer der nordjuvavischen Mürzalpendecke – bestehend aus Großem und Kleinem Pyhrgas – an die tirolischen Einheiten an.

Auf der tektonischen Skizze (Abb. 1, R. LEIN, 1987) fallen nebst der Wurzer Deckscholle eine Reihe weiterer südjuvavischer Schollen mit Hallstätter Buntkalkentwicklung auf, die auf der Warscheneck- und Dachsteindecke liegen: beim Grundlsee und im Umkreis von Bad Mitterndorf, Hinterstoder, Liezen. Der Bosruck besteht sogar aus zwei Stockwerken: Einem tieferen „Wurzer-Äquivalent“ und einem höheren Karbonatblock (W. NOWY & R. LEIN, 1984).

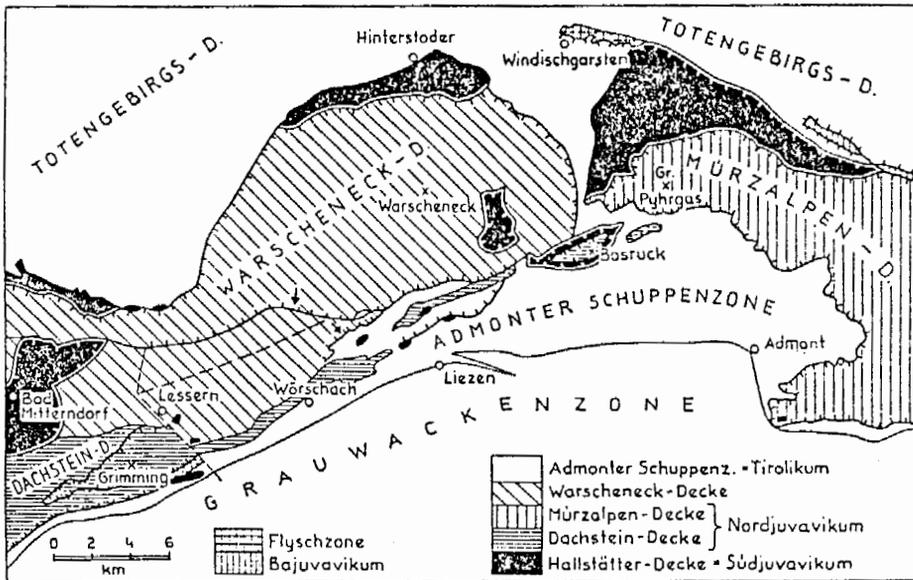


Abb. 1: Geologischer Rahmen der Wurzer Deckscholle, nach R. LEIN, 1987.

Die ersten Arbeiten von der Umgebung der Wurzer Deckscholle und des Warschenecks stammen aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts. J. CZJZEK (1851:30–31) erwähnt in einer Aufstellung und kurzen Beschreibung von Gipsvorkommen „Gyps-Brüche“ bei Windischgarsten und Spital am Pyhrn (Schönleiten und Klauskogel), während das sich in unmittelbarer Nähe befindliche Gipsvorkommen der Wurzer Deckscholle dem Autor noch unbekannt war. Derselbe Autor beschreibt ein Jahr später (J. CZJZEK 1852:67) weitere Gipsvorkommen in der Umgebung von Windischgarsten sowie rote Liaskalke am Hochkampl südwestlich von Spital.

Der erste Hinweis auf die Gipse der Deckscholle findet sich bei C. EHRlich (1852:3). Dieser beschreibt die Werfener Sandsteine, die beim Gipsgraben von derbem Gips überlagert werden. Außerdem berichtet er von einem Stollen, wo diese Abfolge gut aufgedeckt zu sehen wäre. Somit muß bereits vor dieser Zeit hier ein Gipsabbau existiert haben.

Ein Jahr später berichtet D. STUR (1853:473) vom (Wurzer) Kampl, daß Gipse unter dessen Neokommergeln heraustreten. R.G. HAUENSCHILD (1871) erwähnt neben dem Gipsabbau sogar eine salzhaltige Quelle im „Gypsgraben“.

G. GEYER (1913:213) übernimmt von BITTNER die Idee, daß die Gips- und Salinarvorkommen inklusive der Werfener Schichten zwischen Grundlsee und Windischgarsten an große Störungszone gebunden wären und läßt den Gips der Deckscholle aus einer derartigen „Aufbruchzone“ hervorquellen.

Noch im selben Jahr erkennt schließlich F. HAHN (1913:451) den Deckschollencharakter dieser Gesteine und beschreibt das Haselgebirge erstmals als juvavischen Deckenrest, welcher den Juraschichtfolgen des Tirolikums aufgeschoben wäre.

In den folgenden Jahren ist die Deckschollennatur im Prinzip anerkannt (u.a. F. HERITSCH, 1921:94), deren flächiges Ausmaß und die dazugehörigen Schichtglieder sind dagegen einem mannigfachen Wechsel unterworfen.

F. TRAUTH (1937:554) zählt gleichermaßen das Haselgebirge der Deckscholle wie Juraschichtglieder im Liegenden bzw. Hangenden derselben zum Juvavikum. Auch bei ANIWANDTER (1953:89) wird die neoautochthone Bedeckung, der Wurzerkampl, zur Gleitmasse gezählt. E. SPENGLER (1959:230) und A. TOLLMANN (1967:Taf. 2) folgten dieser Ansicht. S. PREY (1968:A40) und B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968:185) trennten korrekterweise den Wurzerkampl wieder von der Deckscholle ab.

R. LEIN (1987:25) erweitert das Ausmaß der Deckscholle abermals, und zwar derart, daß er die Werfener Schichten und das Haselgebirge unter der neoautochthonen Bedeckung des Wurzerkampls nach Norden fortsetzt und mit den Gipsen der anschließenden Filzen verbindet, die bis unter die Oberjuraabdeckung des Mitterberges und der Roten Wand reichen.

Zwei Diplomarbeiten der Montanuniversität Leoben bearbeiten das Gipsvorkommen der Deckscholle aus montangeologischer Sicht (W. WERNECK, 1960 und W. PAAR, 1969).

3. Schichtfolge

3.1. Die Basis der Wurzer Deckscholle (Warscheneckdecke)

3.1.1. Hauptkörper der Warscheneckdecke

Dachsteinkalk

V o r k o m m e n : Gebankter Dachsteinkalk bildet den Gipfel des Warschenecks, reicht gegen Osten einfallend bis in das Arbeitsgebiet, wo er westlich der Wurzer Deckscholle an einer Nord-Süd-verlaufenden Störung abgeschnitten wird. An dieser Störung ist seine östliche Fortsetzung um zumindest mehrere hundert Meter – wahrscheinlich sogar mehr als tausend Meter – vertikal abgesenkt und wird im Arbeitsgebiet gänzlich von Juraschichtgliedern bedeckt. An Makrofossilien treten massenweise Megalodonten, gelegentlich auch Korallen, auf.

Im Hangenden des Dachsteinkalkes tritt eine Brekzie mit Dachsteinkalkkomponenten auf, die in einer tonigen roten Matrix eingebettet sind. Dieses Gestein, von S. PREY (1974:34) als Spitaler Marmor beschrieben, fand als Dekorgestein in der näheren Umgebung mehrfach Verwendung.

M i k r o f a z i e s : Im Dünnschliff präsentiert sich der Dachsteinkalk als feinkörniger Biomikrit.

Biogene (det. W. PILLER, Wien):

Foraminiferen: *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN)

Aulotortus sinosus WEYNSCHENK

Triasina hantkeni MAJZON

Glomospira sp.

Glomospirella sp.

Dasycladaceen, Korallen.

Hierlitzkalk

Vorkommen: Dieser rote grobspätiige Crinoidenspatkalk tritt westlich der Deckscholle in enger Verschuppung mit dem Dachsteinkalk auf. Auf Grund der kleinen Dimension dieser fleckhaft auftretenden Körper war eine kartenmäßige Trennung in diesem Gebiet nicht möglich. Auf einer neuen Forststraße westlich des Gschwandgrabens tritt Hierlitzkalk als Spaltenfüllung im Dachsteinkalk auf.

Etwas westlich davon bildet der Hierlitzkalk kleine Wände. Wegen des spärlichen Auftretens sind Angaben über die Mächtigkeit desselben nicht möglich.

Protoglobigerinenkalk (Klauskalk)

Vorkommen: Etwa 150 m nördlich des Jagdhauses an der Zufahrt zur Hintersteineralm trifft man auf massive, leuchtend rote, feinkörnige Kalke, die von gelben Pelitflasen durchzogen sind. Sie sind einige Zehnermeter in einem Bachbett aufgeschlossen. An Makrofossilien wurde nur ein unbestimmbarer Ammonitenquerschnitt gefunden.

Mikrofazies: Im Dünnschliff findet man einen dichten, feinkörnigen Biomikrit bzw. Wackestone vor. An Biogenen dominieren die massenhaft vorkommenden Filamente und Protoglobigerinen. Weiters sind Echinodermenfragmente, Foraminiferen und Bivalvenschalen aufzuzählen.

Stratigraphische Einstufung: Nach A. TOLLMANN (1976:332) treten Protoglobigerinen erstmals massenhaft im Dogger auf, sodaß eine Zuordnung dieses Kalkes – gestützt auf das massenhafte Auftreten von Filamenten – zu Klauskalk als sehr wahrscheinlich gilt.

3.1.2. Schollen ungeklärter tektonischer Stellung

In scharfem faziellen Kontrast zu den im Hangenden der Warscheneckdecke anzutreffenden Buntkalkentwicklung des tieferen und mittleren Juras stehen zeitgleiche **Beckensedimente**, welche die Wurzer Deckscholle unmittelbar unterlagern. Vom Hauptkörper der Warscheneckdecke sind diese Vorkommen heute durch Brüche klar abgegrenzt. Als Erklärung für diese auf engste Distanz auftretende Faziesheterogien kommen grundsätzlich nur zwei Möglichkeiten in Betracht:

1) Die Annahme eines (obertägig nicht erschlossenen) sedimentären Kontaktes zwischen den Allgäuschichten und dem Dachsteinkalk der Warscheneckdecke im Liegenden hätte zur Konsequenz, daß man bereits im Lias die Existenz eines vermutlich von steilen Abschiebungsflächen begrenzten lokalen Beckenbereiches annehmen müßte.

Beispiele eines derartigen bereits im Lias durch syndimentäre Bruchstufen bewirkten abrupten Fazieswechsels sind aus dem Tirolikum des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (WÄCHTER, 1987; SPIELER & BRANDNER, 1989) und den Lienzer Dolomiten (BLAU & SCHMIDT, 1988) bekannt.

2) Bei den jurassischen Beckensedimenten könnte es sich auch um an der Basis der Hallstätter Deckscholle mitgeschleppte Körper handeln. In diesem Falle wären

diese Gesteine vom Nordabschnitt des Südjuvavikums oder aus einem – heute nicht mehr existenten – hypothetischen Beckenbereich, der zwischen der Dachstein- und der Warscheneckdecke anzusiedeln wäre, zu beziehen.

Allgäuschichten

Vorkommen: Dieses Schichtglied kommt nur nordöstlich der Deckscholle an einem Ost–West-streichenden Kamm zwischen Wurzersattel und Wurzerkampfl vor. Ein schöner Aufschluß existiert am Wurzersattel, wo unter diesem Gestein eine westliche Schuppe der Deckscholle aus Werfener Schichten und Gips eingeklemmt ist. Es handelt sich dabei um hell-gelbgrau verwitternde, teilweise gebankte Kalke, die an frisch angeschlagenen Bruchflächen dunkelgrau gefärbt sind; dunklere Flecken sind das Ergebnis von Bioturbation.

Die Allgäuschichten fallen gegen SE unter Radiolarit ein und sind tektonisch stark beansprucht. Einige hundert Meter weiter im Osten, am Beginn der Gameringabfahrt, tritt dieses Schichtglied nochmals auf. Am Fuß des etwa 50 m hohen Aufschlusses befindet sich eine mächtige Schutthalde, deren etwa faustgroße Bruchstücke sehr weit ins Tal gestreut wurden.

Mikrofazies: Den Dünnschliffen zufolge ist das Gestein als Biomikrit bzw. Wackestone zu bezeichnen. Markant ist das massenhafte, fast gesteinsbildende Auftreten von Schwammnadeln, gefolgt von sehr vielen umkristallisierten Radiolarien. Foraminiferenbruchstücke treten selten auf, ebensowenig wie Schalenreste. Bioturbation ist fast immer vorhanden. Insgesamt sind die Allgäuschichten als typisches Beckensediment (SMF Typen 1–3 nach WILSON) anzusprechen.

Mineralogie: Diffraktometeraufnahmen von drei Proben ergaben folgenden Mineralbestand: 72–95 % Kalzit, 2–3 % Dolomit, 5–25 % Quarz, Spuren von Pyrit.

Kieselkalke

Dieses Schichtglied nimmt in der vorliegenden Arbeit eine Schlüsselposition ein, da es die sedimentäre Basis der Wurzer Deckscholle darstellt.

Lange Zeit galten die Kieselkalke als Gosaumergel, auch wurden sie als Gutensteiner Dolomit und -Kalk kartiert, bis S. PREY (1974:36) sie als Dogger-Kieselschichten in den mittleren Jura stellte.

Vorkommen: Im Arbeitsgebiet treten die Kieselkalke südlich und östlich der Deckscholle auf und bilden deren Rahmen. Morphologisch sind sie leicht an den steilen grasbewachsenen Hängen zu erkennen, z.B. unmittelbar nördlich der Hintersteineralm. Dort findet man in zwei Gräben auch ausgezeichnete Aufschlußverhältnisse. Ebenfalls zum Teil gut aufgeschlossen sind die Kieselkalke auch im Gipsgraben: Östlich der Deckscholle sind sie dagegen anstehend kaum faßbar und nur in Form von Lesesteinen belegt.

Makroskopisch: Die Kieselkalke sind gut gebankte (cm- bis dm-Bereich), dunkelgraue bis schwarze Kalke mit meist ebenen Schichtflächen. Häufig sind brekziöse, ungebankte Lagen eingeschaltet, in denen Gradierung zu erkennen ist. An den Schichtgrenzen findet man gelegentlich Grabgänge. Zwecks genauer Erfassung und Beprobung dieses Schichtgliedes und dessen Übergänge wurden zwei Profile aufgenommen: Profil 2 (Erlengraben) und Profil 3 (Pfannleitengraben).

M i k r o f a z i e s : Erst im Dünnschliff erkennt man die große Variationsbreite dieses Schichtgliedes: Feinstkörnige Mikrite bzw. Mudstones sind ebenso vertreten wie fein- bis mittelkörnige Biomikrite und Biosparite bzw. Wackestones, Packstones und Grainstones. Von der anderen Seite der Korngrößenskala findet man relativ grobkörniges Material bis hin zu regelrechten Rudstones. Häufig kann man deutlich gradierte Schichtung erkennen (Taf. 3, Fig. 1). Bioturbation tritt vor allem bei den feinkörnigen Varianten auf.

Einblick in die Entstehungsgeschichte der Kieselkalkbrekzie bietet die Probe 85/64a: Im Schliff sieht man sehr deutlich die Einspießung einer bereits lithifizierten, von einer weichen Matrix umgebenen, radiolarienreichen Komponente in eine lithologisch sehr ähnliche andere Komponente, die aber wegen des geringeren Verfestigungsgrades deutliche „Rammspuren“ aufweist (Taf. 3, Fig. 2). Es existierten somit auf engstem Raum zumindest drei Verfestigungsstufen vom selben Ausgangsmaterial: Eine weiche, plastische Matrix, in der schwächer und stärker lithifizierte Komponenten schwimmen, die sich gegenseitig deformieren. Zusammen mit der terrigenen Beimengung bilden diese Allochemie oft eine polymikte Brekzie.

F a u n a : An Mikrofossilien dominieren Schwammnadeln und Radiolarien, die aber oft umkristallisiert sind. Häufig sind auch Seeigelstacheln vertreten; alle anderen Biogene, wie z. B. Foraminiferen, Bivalven und Gastropoden treten mengenmäßig stark zurück.

Erste Versuche, aus Tonzwischenlagen durch Schlämmen stratigraphisch brauchbare Foraminiferen für die Einstufung der Kieselkalke zu bekommen, scheiterten an der Fossilarmut dieser Proben. Erste Lösversuche mit Essigsäure und Salzsäure scheiterten ebenso. Erst mit verdünnter Flußsäure konnten aus einer Vielzahl von Einzel- und Sammelproben stratigraphisch verwertbare Faunen gewonnen werden.

Folgende Mikrofossilien stammen aus einer Kieselkalk-Sammelprobe von Profil 2 und 3 (det. Prof. H. MOSTLER, Innsbruck):

Radiolarien: *Podobursa helvetica* (RÜST)
Homoeoparonelle argolidensis (BAUMGARTNER)
Mirifusus guadalupensis (PESSAGNO)
Tritrabs bulbosa (BAUMGARTNER)
Podobursa spinosa (OZVOLDOVA)
Sethocapsa stella (PARONA)
Sethocapsa sp.
Parvicingula sp.

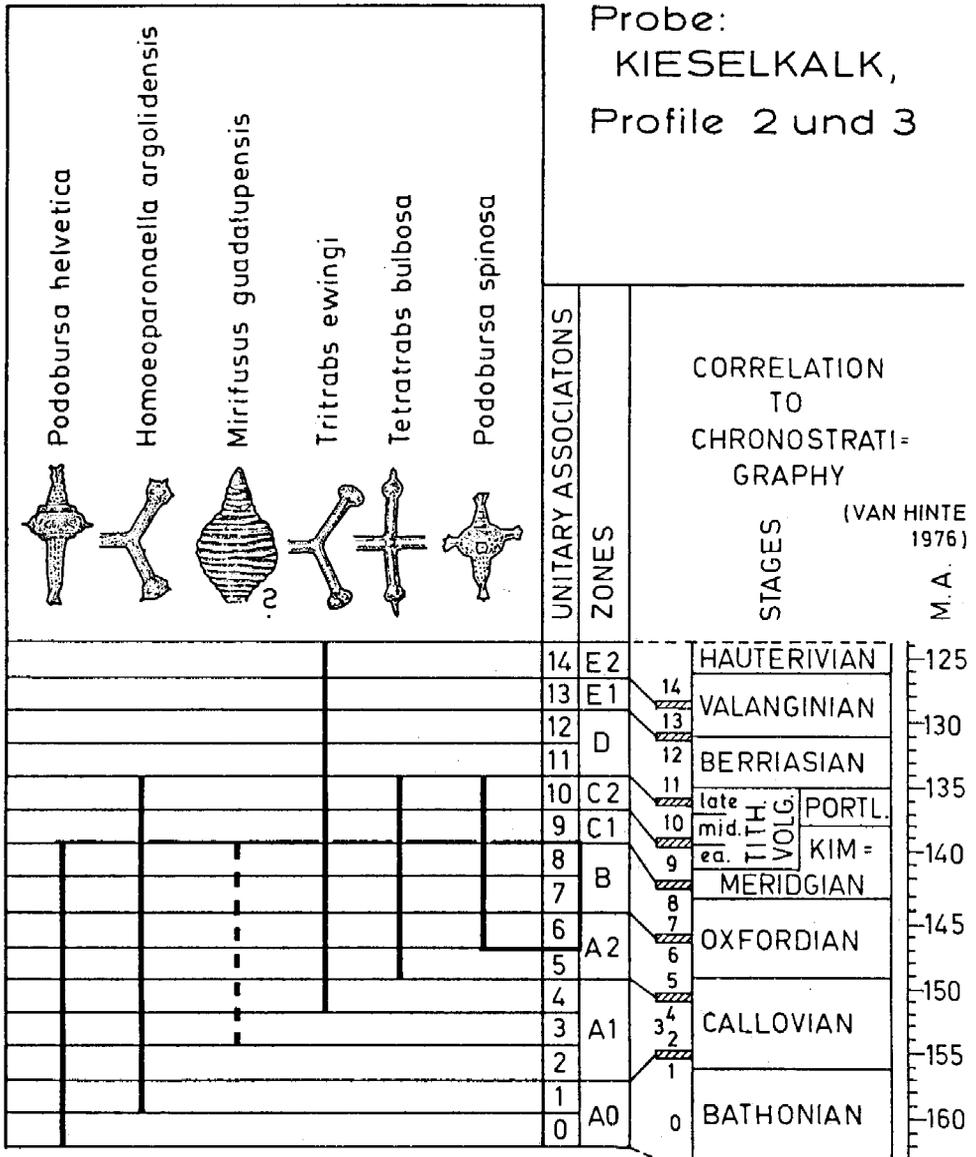
Poriferenspiculae

Trider mit costamorpher Struktur
Caltrope und *Criccocaltrope*
Hexactine und Polyactine
Aster
Raxen

S t r a t i g r a p h i s c h e E i n s t u f u n g : Radiolarien werden schon seit langer Zeit bearbeitet (A. SCHWARZ, 1924; I. HEITZER, 1930; H. MOSTLER, 1960; E. FLÜGEL & H. MEIXNER, 1972; P. O. BAUMGARTNER, 1981), stratigraphisch konnten sie bisher kaum verwertet werden. Erst P. O. BAUMGARTNER (1984) gelang es für den Zeitabschnitt Mitteljura bis Unterkreide eine Radiolarien-Zonierung zu erstellen. Diese beruht auf unitary associations. Die aus den Kieselkalkproben gelösten und nach dieser Zonierung verwertbaren Radiolarien sind in Abbildung 2 mit ihren stratigraphischen Reichweiten aufgetragen. Demnach ergibt sich

STRATIGRAPHIE MITTELS RADIOLARIEN

Probe:
KIESELKALK,
Profil 2 und 3



Zonen A2-B (6-8) Beginn OXFORD - unterstes KIMMERIDGE

Abb. 2: Reichweite der Radiolarien aus Profil 2 und 3, nach BAUMGARTNER, 1984.

für die Kieselkalke eine Einstufung in den Bereich unitary associations 6–8, die Sedimentation kann demnach frühestens mit Beginn des Oxford eingesetzt haben und hat längstens bis unterstes Kimmeridge gedauert. Das bedeutet, daß die Kieselkalke nicht – wie bisher angenommen – dem Dogger angehören, sondern in den Malm zu stellen sind.

Mineralogie: Zum Zwecke der Untersuchung der mineralogischen Zusammensetzung wurden sämtliche Gesteinsproben der Profile 2 und 3 mittels Röntgendiffraktometrie analysiert und semiquantitativ ausgewertet. Von den Fest- und Lockergesteinen wurde der Gesamtmineralbestand bestimmt, von den Lockergesteinen (Tonzwischenlagen) noch zusätzlich die Zusammensetzung der Tonfraktion $2 \mu\text{m}$. Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 3 bis 5 dargestellt.

Bei den Festgesteinen kommen als Hauptbestandteile Kalzit und Quarz sowie untergeordnet Dolomit, Schichtsilikate, Feldspat und amorphe Silikate vor. Bei den Tonzwischenlagen dominieren Quarz und Schichtsilikate, während die Karbonate zurücktreten.

In der Zusammensetzung der Gesteine von Profil 2 und 3 ist keine regelmäßige Änderung in der Abfolge von liegend nach hangend festzustellen. Es kann sogar die Mineralzusammensetzung in einer einzelnen Bank sehr verschieden sein. So wird in Abb. 3 Probe 86/78 l (laminiert) 86/78 b (brekziiert) aus derselben Bank gegenübergestellt. Der Quarzgehalt der laminierten Probe ist mit 58 % fast doppelt so hoch wie bei der brekziierten mit 32 %. Konträr dazu verhält sich der Kalzitanteil mit 23 % bzw. 44 %.

Zusammensetzung von Profil 2 (15 Festgesteinsproben, 11 Tonzwischenlagen):

Festgesteine (Abb. 3):

Quarz:	6 – 62 %	φ	22 %
Kalzit:	20 – 75 %	φ	44 %
Dolomit:	0 – 4 %	φ	2,2 %
Schichtsilikate:	0 – 10 %	φ	2 %
Feldspat:	0 – 5 %	φ	3 %

Tonzwischenlagen (Abb. 4):

Quarz:	30 – 43 %	φ	36 %
Kalzit:	3 – 20 %	φ	10 %
Dolomit:	0 – 6 %	φ	3,3 %
Schichtsilikate:	47 – 60 %	φ	52 %
Feldspat:	Spuren		

Zusammensetzung der 2μ -Fraktion der Tonzwischenlagen aus Prof. 2 & 3 (Abb. 5):

Illit: Hauptbestandteil, in jeder Probe dominant, er ist randlich aufgeweitet.

Chlorit: In allen Proben (außer 86/61) vorhanden.

Mixed layer: Regelmäßig in jeder Probe vorhanden.

Kaolinit: Fehlt gänzlich, bis auf Spuren in einigen Proben.

Montmorillonit und Vermiculit fehlen generell.

Wegen des hohen Kalzitgehaltes (bis zu 75 %) ist an Stelle der bisher oftmals verwendeten Bezeichnung „Kieselschiefer“ der in dieser Arbeit verwendeten Benennung „Kieselkalke“ der Vorzug zu geben.

GESAMTMINERALBESTAND Kieselkalke (Festgesteine)

PROFIL 2

Probe Nr.

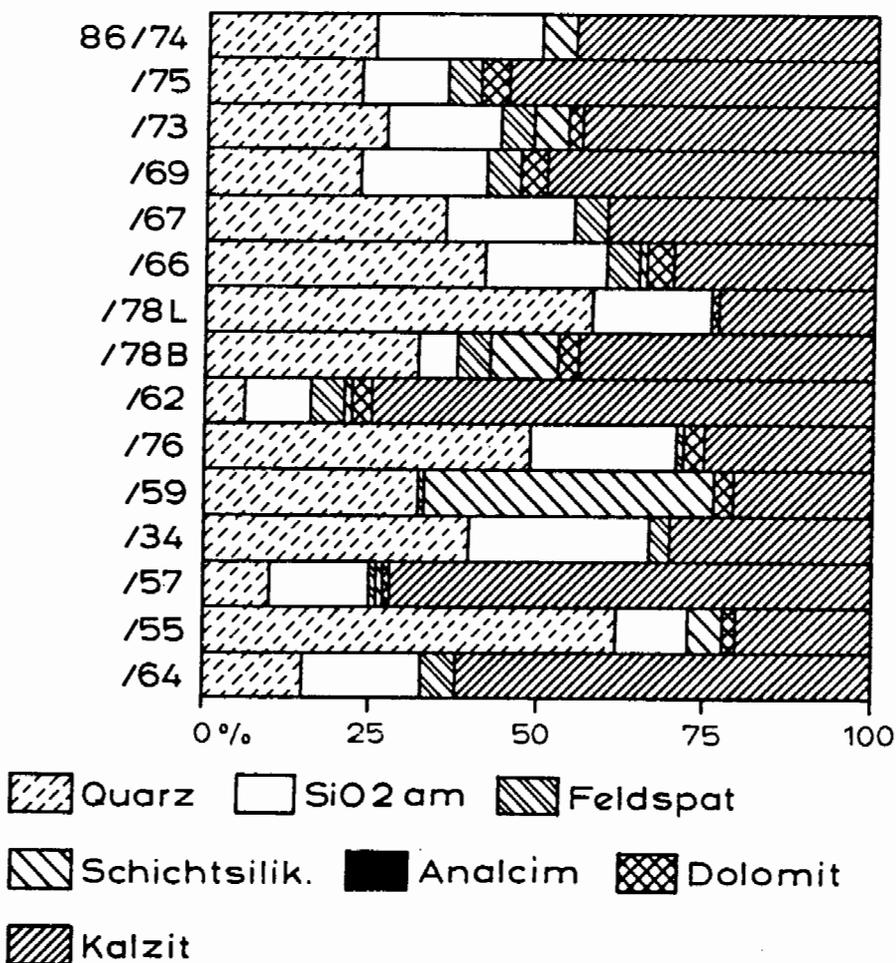


Abb. 3: Gesamtmineralbestand der Kieselkalke in Profil 2.

GESAMTMINERALBESTAND

Kieselkalke (Tonzwischenlagen)

PROFIL 2

Probe Nr.

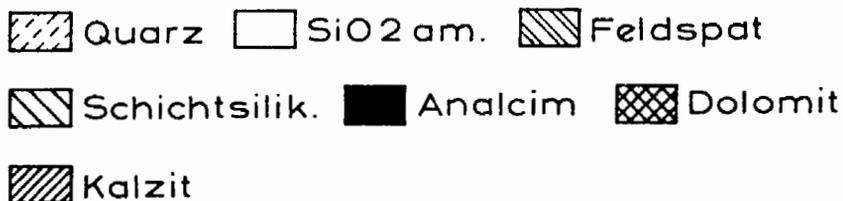
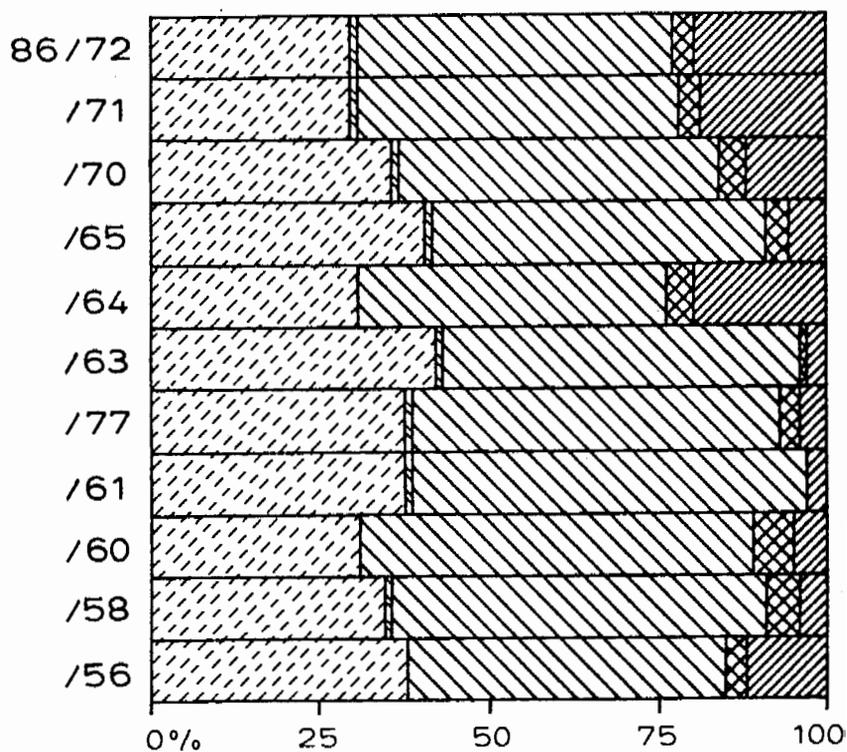
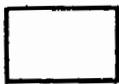


Abb. 4: Gesamtmineralbestand der Tonzwischenlagen in Profil 2.

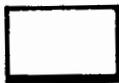
Ergebnisse der Tonmineralanalysen Profil 2, KIESELKALKE

Probe	Kaol.	Chlor.	Illit	Montm.	Vermic.	Mixed L.
86/72			///			XXXX
86/71			///			XXXX
86/70			///			XXXX
86/65			///			XXXX
86/64			///			XXXX
86/63			///			XXXX
86/77			///			XXXX
86/61			///			XXXX
86/60			///			XXXX
86/58			///			XXXX
86/56			///			XXXX

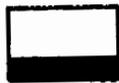
Mengenverhältnisse:



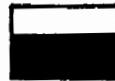
nicht vorhanden



Spuren



vorhanden



viel vorh.



sehr viel vorh.

Abb. 5: Tonminerale der 2 μ -Fraktion aus den Tonzwischenlagen der Kieselkalke in Profil 2.

Beschreibung der Profile 2 und 3:**Profil 2 – Erlengraben (Beil. 2)**

Profilbeginn ist bei der Einmündung des Pfannleitengrabenbaches in den Erlengrabenbach; die Anfangshöhe beträgt 1025 m.

Gleich am Beginn des Profiles kommen die im Bachbett anstehenden Protoglobigerinenkalke vor. Im Schutt findet man häufig Gips, Anhydrit, Kieselkalke und Hierlatzkalke. Etwa auf Höhe 1050 m schneidet der Bach den steilen Hang auf der Nordseite erstmals an: Kieselkalke sind dort einige Zehnermeter gut aufgeschlossen. Auf der Südseite des Baches steht bis etwa SH. 1060 m Hierlatzkalk an, weiter oben im Profil ist er nicht mehr vertreten, die Kieselkalke finden sich auf beiden Seiten des Baches.

Die Bankung des Gesteins ist im unteren Profilbereich eher dünn – bis etwa 20 cm, einige wenige Bänke sind auch mächtiger ausgebildet. Nach oben ist eine Zunahme der Bankmächtigkeit zu bemerken. Die Schichtflächen sind überwiegend gerade, nur selten sind sie ganz schwach gebogen. Häufig findet man auf den Schichtunterseiten deutliche Kriech- und Wühlspuren. Loadcasts sind selten und nie besonders deutlich ausgebildet. Auffällig ist eine „turbiditische“ Lage: Einige Meter hindurch ist die Bankung unterbrochen, es herrschen chaotische Lagerungsverhältnisse vor. Die Bänke im Liegenden sind verbogen und verdrückt, auch im Hangenden folgen einige unregelmäßige Schichten.

Lithologie: Der überwiegende Teil der Kieselkalke ist von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe und sehr feinkörnig. Beim Anschlagen bricht das Gestein meist nach vorhandenen Klüften ziemlich scharfkantig und mit ebenen Flächen. Diese Klüfte sind meist von einer dünnen Kalzitschicht überzogen. Zwischen den Kieselkalkbänken kommen sehr häufig Schiefer- und Tonlagen vor.

Etwas mächtigere Bänke bestehen gelegentlich aus einer gradierten feinkörnigen Brekzie, mit meist scharfkantigen, gelbbraunen bis roten Kalkbruchstücken als Komponenten. An einer Bank bei SH. 1080 m befindet sich an der Basis die Brekzie und darauf folgt wieder feinkörniges Material der ruhigen Autochthonsedimentation. Die erste anstehende Brekzienlage findet man bei SH. 1075 m, weiter oben im Profil nimmt deren Häufigkeit zu. Im gesamten Profil tritt keine einzige Chertlage auf. Bei SH. 1110 m quert das Profil die Gipsbruch-Zufahrtsstraße, an deren Nordseite man im Hangschutt abermals die Brekzie findet.

Lagerung: Die Schichten fallen alle generell nach Norden ein, gelegentlich gibt es geringe Abweichungen bzw. Verstellungen. Der Fallwinkel kann mit etwa 30° angegeben werden, manchmal erreicht er 45°. Generell sind die Fallwinkel auf der Nordseite des Baches flacher als auf der Südseite. Die tatsächliche **Mächtigkeit** der aufgeschlossenen Kieselkalke beträgt etwa 70 bis 80 m.

Proben 86/51–86/78; 18 Hartgesteinsproben für Röntgendiffraktometeranalyse, Schliffe und zum Lösen; 10 Tonzwischenlagen für Tonmineralanalyse und zum Schlämmen.

Profil 3 – Pfannleitengraben (Beil. 2)

Profilbeginn ist an derselben Stelle wie bei Profil 2 – die Einmündung des Pfannleitengrabenbaches in den Erlengrabenbach; dadurch ergibt sich wieder als Anfangshöhe 1025 m.

Die ersten Profilmeter sind von Großblockmaterial übersät, das aus einer mächtigen Mure – bestehend aus Werfener Tonen, Haselgebirgston mit Gips, Anhydrit, Kalk und Brekzienstücken – ausgewaschen wurde.

Bei SH. 1030 m ragt die erste Kieselkalkbank aus der Murenbedeckung heraus, ab SH. 1040 m sind die anstehenden Gesteine im Zentrum des Grabens von der Bedeckung freigewaschen und konnten aufgenommen werden. Die Bankmächtigkeit ist vor allem im unteren Bereich größer als im weiter östlich befindlichen Profil 2, außerdem ist die Bankung nicht so deutlich ausgeprägt.

Im oberen Profilbereich von etwa SH. 1060–1100 m ist das Bild von schwarzen, dünneren Bänken geprägt, die häufig verbogen und teilweise sogar gefaltet sind. Im ganzen Profil treten auch immer wieder Feinbrekzienlagen auf. Die Färbung der Gesteine dieses Profils ist ein wenig bunter. Der bei weitem überwiegende Farbton ist zwar auch hier dunkelgrau bis schwarz, im oberen Bereich gibt es aber einige rote Zwischenlagen, in den hangendsten Bereichen der Kieselkalke gesellen sich zu den roten Farbtönen auch noch grüne hinzu. Die Schichtgrenzen sind allgemein viel „unruhiger“, unregelmäßiger ausgebildet. An den Schichtunterseiten findet man gelegentlich Grabgänge und Wühlspuren.

Die **Lithologie** ist gleich wie im Profil 2: Meist dunkelgraue, feinkörnige, sehr harte und spröde Kieselkalke, in denen Brekzienlagen vorkommen. Den Bänken sind oft Tonlagen zwischengeschaltet. Auch hier gibt es im ganzen Profil keine einzige Chertlage. Das Einfallen der Schichten ist auch hier mit 30–45° gegen Norden gerichtet.

Lagerung: In diesem Profil ist die Überlagerung der Kieselkalke durch die Deckscholle mustergültig aufgeschlossen: Die Kieselkalke reichen auf der Ostseite des Grabens bis SH. 1095 m, auf der Westseite bis SH. 1110 m. Die letzten 10 m der Kalke sind ungebankt und ziemlich unregelmäßig ausgebildet. Darauf folgt dann ost- und westseits des Grabens eine etwa 10 m mächtige Auflage von Riesenblöcken aus einer polymikten, hellen Brekzie. Unmittelbar über dieser Brekzie, bereits im Areal des Gipssteinbruches der Firma KNAUF, liegen bunte Haselgebirgstone, rote Werfener Tone mit Gips und Anhydrit der Wurzer Deckscholle.

Ruhpoldinger Radiolarit

Im Arbeitsgebiet gibt es zwei größere Vorkommen dieses Schichtgliedes – einerseits südlich der Unteren Gameringalm und andererseits im Gebiet um den Gscheidriedel.

Durch die Deckscholle spießend findet man ihn – geringmächtig ausgebildet – in einem kleinen Aufschluß auf dem Weg zur Plimalm.

Die Gesteine sind meist feinkörnig, rot, gut gebankt (cm- bis dm-Bereich) mit ebenen Schichtflächen. Sehr häufig kommen dichte Chertlagen vor.

An Makrofossilien konnten nur zwei Belemniten gefunden werden.

Der Radiolarit südlich der Unteren Gameringalm ist an einem Hang der Gameringabfahrt gut aufgeschlossen, wo das Profil 1 aufgenommen und sehr dicht beprobt werden konnte.

Mikrofazies: Die roten Bereiche des Gesteines werden von einem sehr fei-

nen und dichten Radiolarienschlamm gebildet, in dessen roter, gelegentlich gelber Matrix die meist gut erhaltenen, nur selten umkristallisierten Radiolarien eingebettet sind. Ihr Vorkommen ist so massenhaft, daß gelegentlich der Eindruck einer „dichtesten Kugelpackung“ entsteht. Bei vielen Exemplaren kann man sehr gut diverse Details der Schalen, wie Strahlen, Stacheln etc. erkennen. Die Gruppe der Spumellaria überwiegt gegenüber jener der Nassalaria bei weitem (Taf. 3, Fig. 3).

Die Sedimentation des feinen Radiolarienschlammes wird immer wieder von einem größeren, im Schliff flockig aussehenden grauen Mikrit unterbrochen. Darin sind Radiolarien wesentlich seltener vorhanden, gelegentlich findet man Foraminiferen und Seeigelstacheln. Die Übergänge sind teils sehr scharf, können aber auch kontinuierlich bzw. unregelmäßig ausgebildet sein. Im Dünnschliff der Probe 85/11 sieht man sehr deutlich die beiden Ausbildungsformen des Gesteines und ihre Übergänge: Der Radiolarienschlamm wird von liegend nach hangend allmählich durch das gröbere Sediment abgelöst, während am Ende der Sedimentation des Grobmateriale eine scharfe Grenze existiert, über der wieder feinkörniger Radiolarienschlamm folgt. Diese beiden Varianten unterscheiden sich auch in der mineralogischen Zusammensetzung sehr deutlich — wie weiter unten noch genauer ausgeführt werden wird.

Sehr bunt wird das Bild im Mittelteil des Profiles, wo ein Brekzienkörper eingeschaltet ist. Dessen Matrix setzt sich aus feinem Radiolarienschlamm zusammen, in dem mehr oder weniger lithifizierte Radiolaritkomponenten schwimmen. Außerdem kommen noch Spikulitkomponenten (Allgäuschichten), Radiolarien und Schwammnadeln enthaltende Komponenten, sowie Kalkkomponenten vor (Taf. 3, Fig. 4).

F a u n a : Die Probe 86/21 aus dem Oberteil des Radiolaritprofiles enthält folgende Mikrofossilien (det. Prof. MOSTLER, Innsbruck):

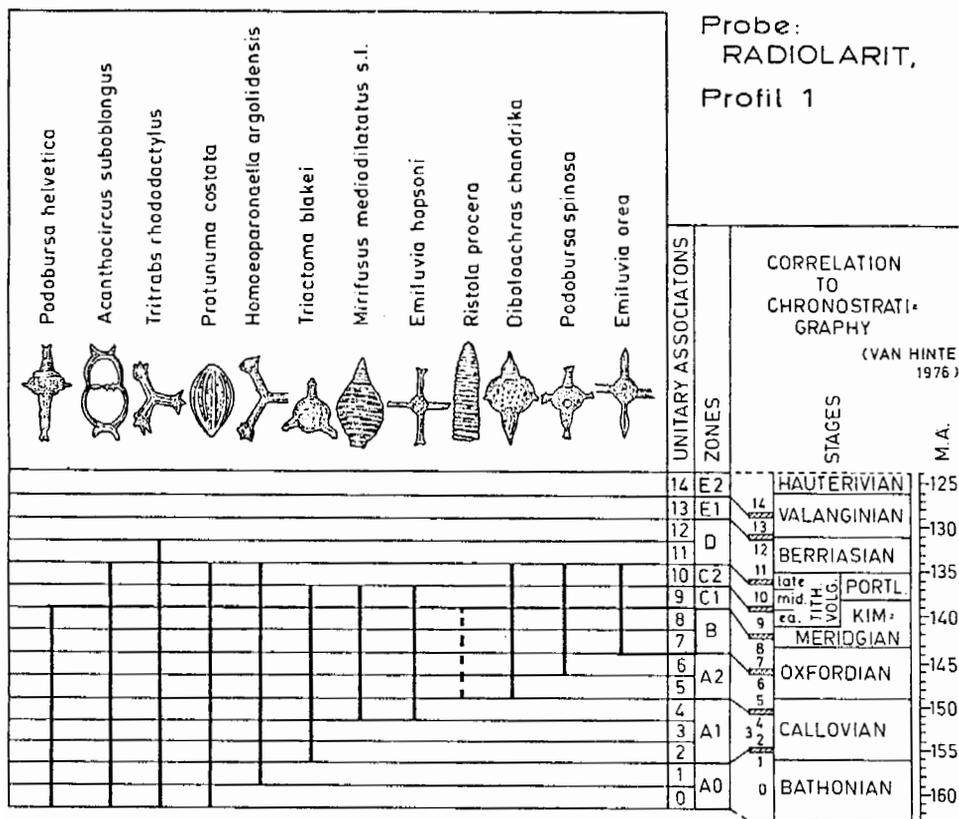
- Radiolarien: *Podobursa helvetica* (RÜST)
Acanthocircus suboblongus (YAO)
Tritrabs rhododactylus (BAUMGARTNER)
Protunuma costata (HEITZER)
Homoeoparonella argolidensis (BAUMGARTNER)
Triactoma blakei (PESSAGNO)
Mirifusus mediodilatatus (RÜST) s.l.
Emiluvia hopsoni (PESSAGNO)
Ristola procera (PESSAGNO)
Diboloachras chandrika (KOCHER)
Podobursa spinosa (OZVOLDOVA)
Emiluvia orea (BAUMGARTNER)
Podobursa triacantha (FISCHLI)
Emiluvia indet.

Schwammnadeln

Nach Prof. MOSTLER (mündl. Mitt.) fehlen in der oben bestimmten Radiolarienfauna einige für diese Zeit typische und häufig vorkommende Formen vollkommen. Die nach der Radiolarien-Zonierung von P. BAUMGARTNER (1984) verwertbaren Taxa sind in Abb. 6 mit ihren Reichweiten dargestellt.

Die folgende Probe 85/120 (Schlammprobe) stammt aus einer Tonzwischenlage des Radiolarites zwischen Wurzersattel und Gscheidriedel (det. Prof. MOSTLER).

STRATIGRAPHIE MITTELS RADIOLARIEN



Zone B (7,8) Mittel-OXFORD – unterstes KIMMERIDGE

Abb. 6: Reichweite der Radiolarien aus Profil 1, nach BAUMGARTNER, 1984.

	unitary associations
<i>Mirifusus guadalupensis</i> PESSAGNO	3, 4, 5, 6, 7, 8
<i>Mirifusus mediodilatatus</i> (RÜST)	4, 5, 6, 7, 8, 9, 10
<i>Diboloachras chandrika</i> KOCHER	5, 6, 7, 8, 9, 10
<i>Podobursa spinosa</i> (OZVOLDOVA)	6, 7, 8, 9, 10
<i>Tritrabs</i> sp.	
Reichweite der Radiolarienfauna	6, 7, 8

Auf Tafel 1, Fig. 1–4 sind vier Formen der oben beschriebenen Probe mittels rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen dokumentiert.

Einstufung: Die stratigraphische Reichweite der Probe 86/21 wird durch drei Taxa auf 2 unitary associations eingengt: Die untere Grenze durch das Einsetzen von *Emiluvia orea* (BAUMGARTNER) in u.a. 7, die obere Grenze ist durch *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA) in u.a. 10.

dobursa helvetica (RÜST) bzw. durch *Ristola procera* (PESSAGNO) in u.a. 9 definiert. Die Bestimmung der letzten Form ist mit einer kleinen Unsicherheit behaftet.

Die Einstufung der Radiolarite mittels der Radiolarienfauna der Probe 85/120 ist wegen der geringen Artenzahl etwas unschärfer (die unitary association 6 ist nicht ausgeschlossen).

Somit wurde der Radiolarit im Zeitraum von frühestens Oberoxford bis spätestens unterstes Kimmeridge gebildet. Diese Einstufung stimmt sehr gut mit der allgemein für den Radiolarit angenommenen Bildungszeit in den Nördlichen Kalkalpen überein. (P. DE WEVER & J. DERCOURT (1985) führen allerdings auch eine Reihe von Radiolariten an, die nicht im Oxford gebildet wurden).

Mineralogie: Bei sämtlichen Hartgesteinsproben und Tonzwischenlagen wurde mittels RDA der Gesamtmineralbestand erfaßt, bei den Tonzwischenlagen zusätzlich noch die Tonfraktion 2 µm analysiert.

Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 7 bis 9 dargestellt. Die Zusammensetzung der Radiolarite sieht folgendermaßen aus (Abb. 7):

Quarz	32 – 66 %	φ	51 %
Kalzit	5 – 40 %	φ	18 %
Dolomit	0 – 5 %	φ	0,9 %, meist 0 %
Schichtsilikate	0 – 25 %		
Feldspat	z.T. in Spuren		
Hämatit	ist röntgendiffraktometrisch nicht nachzuweisen.		
Analcim	in fast allen Proben vorhanden, besonders in 86/28.		

Es ist auch im Radiolaritprofil kein Trend im Mineralbestand von Liegend nach Hangend festzustellen. Von der Probe 86/24 wurde sowohl eine rote Chertlage als auch eine gelbliche gröbere Lage analysiert:

	Sandlage:	Chertlage
Quarz	33 %	57 %
Kalzit	40 %	16 %
Dolomit	3 %	0
Schichtsilikate	20 %	20 %
Analcim	nicht nachweisbar	

Die Sandlage unterscheidet sich also markant durch mehr als doppelten Karbonatgehalt und weniger als halben Quarzanteil von der Chertlage.

Wider Erwarten weist aber die Turbiditeinschaltung von 29,7 bis 33,4 m mit 55 % Quarz und 13 % Kalzit einen höheren Quarzgehalt bzw. einen geringeren Kalzitgehalt als der Durchschnitt auf.

In den Tonzwischenlagen dominieren die Schichtsilikate, Quarz ist nur mit 24 % vertreten, während Kalzit mit 9 % weit in den Hintergrund gedrängt wird. Auch in zwei Proben der Tonzwischenlagen konnte Analcim nachgewiesen werden (Abb. 8).

Die 2µ-Fraktion aus den Tonzwischenlagen ist folgendermaßen zusammengesetzt (Abb. 9):

GESAMTMINERALBESTAND Radiolarit (Festgesteine)

PROFIL 1

Probe Nr.

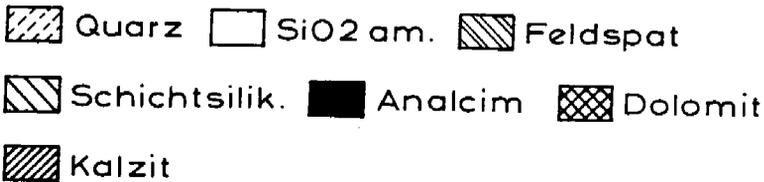
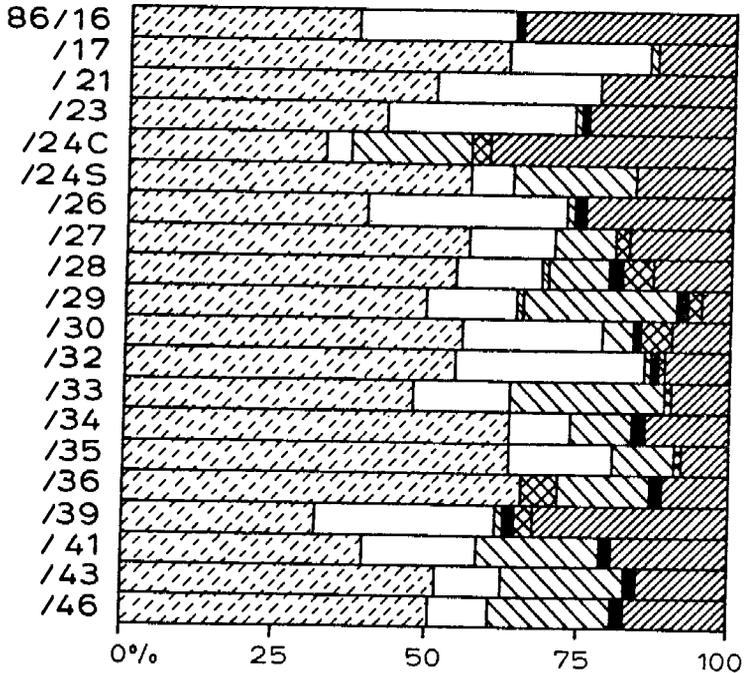


Abb. 7: Gesamtmineralbestand von Radiolarit in Profil 1. In den meisten Proben tritt das seltene Zeolithmineral Analcim auf.

Kaolinit und Chlorit treten stark zurück und sind mit einer Ausnahme (86/40) nicht nachzuweisen.

Illit ist natürlich in jeder Probe vorhanden.

Interessant ist die Existenz von Montmorillonit und dem eher seltenen Tonmineral Vermiculit in einigen Proben.

Mixed layer sind in jeder Probe vorhanden.

GESAMTMINERALBESTAND Radiolarit (Tonzwischenlagen)

PROFIL 1

Probe Nr.

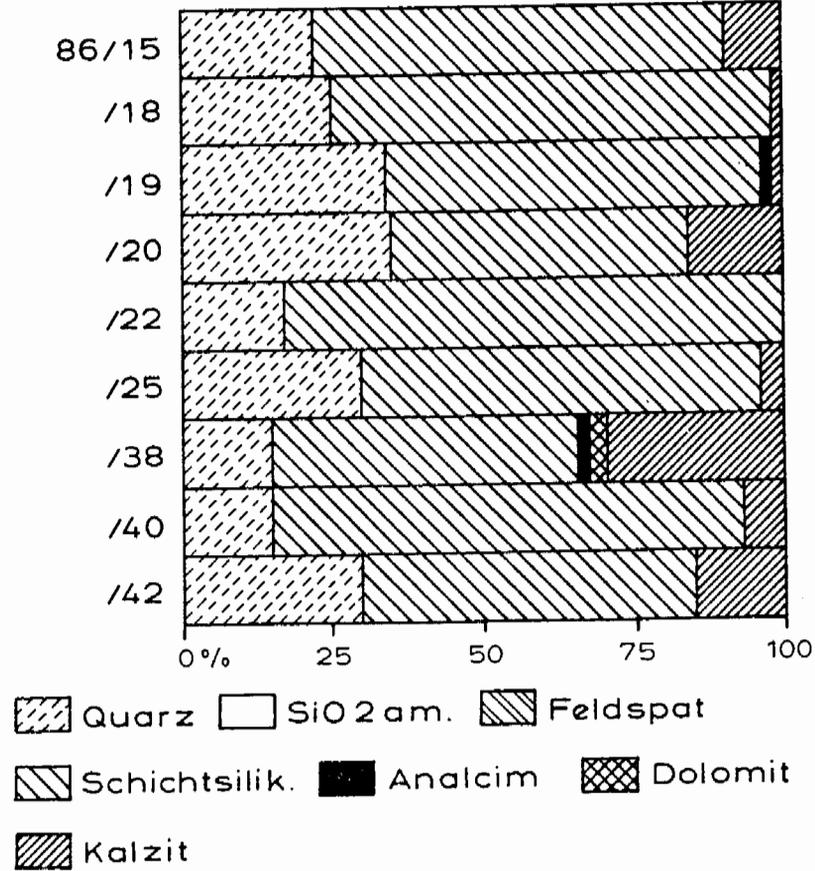


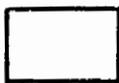
Abb. 8: Gesamtmineralbestand der Tonzwischenlagen in Profil 1.

Diskussion: Die Frage, ob die Tonminerale diagenetische Neubildungen oder detritärer Herkunft sind, wird bei V. DIERSCHKE (1976:121) diskutiert, ohne zu einem eindeutigen Ergebnis zu kommen. Meiner Meinung nach sind diese beiden Vorgänge zusammen für die Tonminerale im Radiolarit verantwortlich. Eine weiter unten ausgeführte Beobachtung spricht für eine diagenetische Neubildung von Montmorillonit.

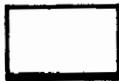
Ergebnisse der Tonmineralanalysen Profil 1, RADIOLARIT

Probe	Kaol.	Chlor.	Illit	Montm.	Vermic.	Mixed L.
86/15			Diagonal lines (top-left to bottom-right)	Vertical bars	Horizontal bars	Grid pattern
86/18			Diagonal lines (top-left to bottom-right)		Horizontal bars	Grid pattern
86/18			Diagonal lines (top-left to bottom-right)	Vertical bars		Grid pattern
86/20			Diagonal lines (top-left to bottom-right)			Grid pattern
86/22						Grid pattern
86/25			Diagonal lines (top-left to bottom-right)		Horizontal bars	Grid pattern
86/38			Diagonal lines (top-left to bottom-right)	Vertical bars		Grid pattern
86/40	Horizontal bars	Dotted pattern	Diagonal lines (top-left to bottom-right)	Vertical bars		Grid pattern
86/42			Diagonal lines (top-left to bottom-right)		Horizontal bars	Grid pattern

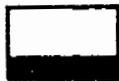
Mengenverhältnisse:



nicht vorhanden



Spuren



vorhanden



viel vorh.

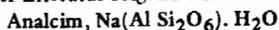


sehr viel
vorh.

Abb. 9: Tonminerale der 2μ -Fraktion aus den Tonzwischenlagen des Radiolarites in Profil 1. Beobachtenswert ist das Auftreten von Montmorillonit.

Erstaunlich ist das Vorkommen von Analcim in den meisten Radiolaritproben, z.T. in mehreren Prozenten, da bei V. DIERSCHKE (1976) dieses Mineral nicht erwähnt wird.

Den verschiedenen Angaben der Literatur folgend tritt



in Magmatiten selten primär auf, sondern entsteht meist sekundär auf Kosten von Foiden.

In der Zeolith-Fazies ist Analcim zusammen mit anderen Zeolithen ein faziestypisches Mineral und wird in der Grünschieferfazies in Albit und Paragonit umgewandelt.

In Salzseen kann durch Reaktion von Tonen mit konzentrierten Salzlösungen Analcim entstehen.

In letzter Zeit ist Analcim in Peliten als autigen-diagenetische Neubildung erkannt worden. Als Ausgangsmaterial nimmt man vulkanische Gläser an, aus denen durch Reaktion mit dem Salzgehalt des Wassers Analcim und Montmorillonit entstehen.

H. FÜCHTBAUER und G. MÜLLER (1970) verweisen auch auf Analcimbildung durch Halmyrolyse aus vulkanischen Gläsern, Tuffen und auch aus Tonen (S. 117, 127, 188).

Bei der Umwandlung der Gläser in Analcim und Tonminerale wird SiO_2 frei, da die neugebildeten Produkte SiO_2 -ärmer sind als die Ausgangsprodukte (S. 190). Dieses freie SiO_2 könnte ein Kieselsäurelieferant für die Radiolarien gewesen sein.

J. BOLES (1979) beschreibt Zeolithe aus Tiefseesedimenten und führt als wichtigste Minerale Phillipsit, Clinoptylolit und Analcim an. Durch verbesserte Röntgendiffraktionsanalyse nimmt die Zahl der Proben (vor allem vom deep sea drilling project) mit diesem Mineral ständig zu. Analcim dürfte in Tiefseesedimenten häufiger vorkommen als bisher angenommen wurde.

Die Analcimhäufigkeit nimmt mit dem Alter der Sedimente zu und kommt in einer Reihe von Tiefseesedimenten vor. Phillipsit ist charakteristisch für jüngere Tiefseesedimente. Genaue chemische Analysen und systematische Untersuchungen der Tiefseesedimente sollen das Wissen um die Genese von Analcim weiter verbessern. Als gesichert gilt aber die Entstehung aus vulkanischen Gläsern zusammen mit Montmorillonit.

Die Koexistenz von Analcim und Montmorillonit in den Radiolaritproben spricht für eine Entstehung aus Vulkaniten, womit ein weiterer Hinweis auf vulkanische Aktivitäten während der Radiolaritsedimentation gegeben ist.

Profil 1 – Radiolarit, Gameraufahrt (Beil. 2)

Lage des Profils: Fährt man von der Hintersteinalm die Straße in Richtung Gameraufahrt, biegt nicht zum Gipsbruch nach Westen ab, sondern setzt die Fahrt Richtung Hintersteinermoos fort, dann erreicht man nach einem kurzen, sehr steilen Straßenstück die Radiolarit-Aufschlüsse. Es erhebt sich ein mit etwa 20 Grad gegen NNE ansteigender Hügel, der zum Teil spärlich mit Gras bewachsen ist und vor allem im oberen Bereich gut gebankten Radiolarit aufweist. Wir befinden uns nun auf einem Teilstück der Gameraufahrt, welches „lobenswerterweise“ durch die Schiffahrer von Vegetation freigehalten wurde und somit Einblick in den Aufbau des Radiolarites gewährt. Der Hügel ist am höchsten Punkt mit Buchen bewachsen und fällt dann steil in Richtung Norden zum Gipsgrabenbach (Teichl) ab.

Die Profilaufnahme erfolgte von SSW nach NNE – von liegend nach hangend. Das Profil beginnt am Wegrand, verläuft in rechtem Winkel zur Bankung und endet etwa 1 m NE' der doppelstämmigen Buche an der Geländekante (siehe Abb. 10).

Die ersten 20 Profilmeter sind sehr stark von Schutt und Vegetation bedeckt, so daß dieser Abschnitt nicht detailliert aufgenommen werden konnte.

Von 20 bis 28 m sind unter der Schutt- und Grasbedeckung die ersten dünnbanki-

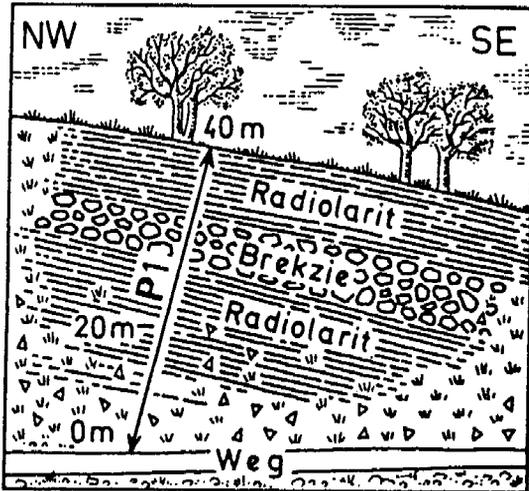


Abb. 10: Skizze des Schihanges südlich Untere Gameringalm mit Lage von Profil 1.

gen roten Radiolarite erkennbar.

Bei Profilmeter 28 treten die ersten deutlich dunkelrot, dicht ausgebildeten Chertlagen auf, die für die hangenden Profilmeter typisch sind. Die roten dünnbankigen Radiolarite reichen bis 29,7 m, darauf folgt eine wenige cm-dünne Lage einer Feinbrekzie, deren wellig-knollige Oberfläche von einer grauen Tonlage ausgeglichen wird.

Von 29,7 bis 33,4 m ist dem Radiolarit eine dunkelgraue bis schwarze, wirre, ungebantke fluxo-turbiditische Lage zwischengeschaltet. In einer grauen Matrix mit deutlichen Fließstrukturen treten häufig Komponenten von Radiolarit und selten Kalkkomponenten und Komponenten aus Allgäuschichten auf. Die Mächtigkeit des grauen Fluxo-Turbidites wechselt lateral, sie wird 7 m weiter im Südosten am mächtigsten und nimmt dann wieder etwas ab. Nach etwa 20 m ist der Turbidit unter der Vegetation und dem Schutt nicht mehr lokalisierbar.

Der Übergang zur Normalsedimentation wird wieder von einer etwa 10 cm mächtigen Feinbrekzie gebildet.

Im Bereich von 35 bis 36 m zeigt sich eine für große Teile des Profiles typische Lithologie: 1–2 cm mächtige Radiolaritbänke, die unregelmäßige, meist scharf begrenzte, größere gelbe Sedimentlagen enthalten, ragen lateral viele Meter gut verfolgbar aus dem Schihang heraus.

Bei etwa 36 m wechselt die Farbe allmählich von rot nach grau, die Bankung wird etwas dicker.

Auf den obersten 4 Profilmetern ist ein grau verwitterndes, am frischen Anschlag graugrün gefärbtes, sehr hartes, sprödes, kieseliges Gestein aufgeschlossen. Es ist sehr feinkörnig ausgebildet und gut gebantkt. Die Schichtflächen sind eher unregelmäßig, jedoch nicht knollig ausgebildet. Die Bänke sind von senkrechten kalziterfüllten Mikrokluft durchzogen, die bewirken, daß das Gestein beim Anschlagen entlang dieser Kluftflächen scharfkantig bricht. Zwischen den Radiolaritbänken sind gelegentlich 1–2 cm mächtige Tonzwischenlagen eingeschaltet.

Abschließend sollen die Radiolarite mit den Kieselkalken verglichen und deren Merkmale und geologische Position diskutiert werden.

Während man über die Ablagerungsbedingungen und die Paläogeographie der Radiolarite durch die Arbeit von V. DIERSCHKE (1980) einen guten Überblick hat ist über die Kieselkalke wenig bekannt.

G. SCHÄFFER & T. STEIGER (1986) führen sie als lithologische Variation der Radiolarite an. Nach V. DIERSCHKE (1980) entwickeln sich in vielen untersuchten Profilen die Radiolarite aus grauen Fleckenkalken, die dann in graue Radiolarite – das sind graue ebenflächige Radiolarien-Kieselkalke – überleiten, die schließlich in die roten, welligflächigen Radiolarite übergehen.

In der Umgebung der Wurzer Deckscholle fehlen sowohl bei den Kieselkalkprofilen als auch beim Radiolaritprofil die Liegend- und Hangendschichtglieder. Die aus beiden Schichtgliedern vorliegenden Faunen zeigen gewisse Überlappungen, sodaß eine fazielle Vertretung der Radiolarite – zumindest der tieferen Anteile – durch die Kieselkalke nicht gänzlich ausgeschlossen werden kann.

Wahrscheinlicher ist aber, daß die Kieselkalke das stratigrafisch Liegende des überall gleichzeitig mit dem „Ruhpoldinger event“ einsetzenden Radiolarites darstellen.

3.2. Die Wurzer Deckscholle (Hallstätter Decke)

Die Jurasedimentation der Warscheneckdecke endet in den Profilen 2 und 3 verläufig mit den Kieselkalken. Diese werden von den Gesteinen der juvavischen Deckscholle überlagert. Zwischen der Basis und den eigentlichen Deckschollengesteinen ist eine polymikte sedimentäre Brekzie eingeschaltet, die zur Deckscholle zu zählen ist.

3.2.1. Rofanbrekzie s.l.

Vorkommen: Diese Brekzie ist im Gelände nördlich der Hintersteineralm einige hundert Meter E–W-verlaufend an der Basis der Deckscholle anzutreffen. Die Mächtigkeit ist im westlichen Bereich am größten und nimmt gegen Osten hin ab. Die Brekzie ist im Profil 3 gut aufgeschlossen, während sie im Profil 2 nicht mehr anstehend, sondern nur mehr als Hangschutt zu kartieren ist. Ein weiteres, relativ mächtiges Brekzienvorkommen ist westlich des Gscheidriedels beim Wurzersattel vorhanden. Auch dort steht sie in unmittelbarer Nachbarschaft eines Teiles der Deckscholle. In Form von Lesesteinen konnte dieses Schichtglied außerdem in der Umgebung der Gipsaufschlüsse im Gipsgraben und auch im Feuerbach angetroffen werden. Ein Risenkalkklotz im NE des Gipsbruches dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit ebenfalls der Brekzie angehören.

Die Brekzienlage im Oberteil des Profiles 3 sieht folgendermaßen aus:

Etwa von SH. 1110 bis 1120 m findet man zuerst kleinere, weiter oben große Bruchstücke von einigen 10er m³. Auffällig sind die äußerst stark und markent ausgebildeten Harnischflächen, an denen die Brekzie im Meterbereich zerlegt ist.

Zusammensetzung der Brekzie:

Im Handstück erkennt man eine polymikte, meist komponentengestützte Brekzie in der dunklen Matrix.

Bei genauerer Betrachtung fallen zumindest drei lithologisch unterschiedliche Komponenten auf:

- 1) Ocker- und orange- bis rotfärbige, z. T. von Kalzitadern durchzogene Kalke.
- 2) Typische, graue bis schwarze, randlich z. T. limonitisierte Kieselkalke.

3) Kleine, dunkelgraue bis schwarze, meist glänzende, ziemlich spröde Komponenten aus Tonschiefer.

Das polymikte Aussehen der Brekzie ändert sich gegen Westen, wo eher der Eindruck eines z.T. stark tektonisierten, hellen Kalkes entsteht. Markante Kalke dieses Typs stehen genau nördlich des letzten Hauses der Hintersteineralm im Wald an. Es handelt sich dabei um einen massigen, hellen Kalk, der in Form von Riesenblöcken von hunderten m³ vorkommt.

In der Nähe des Wurzersattels ist die Ausbildung der Brekzie sehr ähnlich der hier beschriebenen. Es kommen auch dort Riesenkomponenten aus Kalk vor.

Mikrofazies und Stratigraphie der Brekzienkomponenten:

1. Kalkkomponenten

An Makrofossilien treten nur winzige Bivalvenabdrücke in einer orangen Kalkkomponente auf.

Lösproben von Brekzienkomponenten erbrachten folgende Conodontenfaunen (det. Doz. L. KRSTYN):

Probe 86/53, polymikte Brekzie aus Profil 2:

Epigondolella slovakensis (KOZUR)
Gondolella steinbergensis (MOSHER)

Probe 87/13, von Riesenkalkkomponente, N'Hintersteineralm:

Gondolella steinbergensis (MOSHER)
Epigondolella abneptis (HUCKR.)

Probe 87/48, von Riesenkalkkomponente, Brekzie vom Wurzersattel:

Gondolella steinbergensis (MOSHER)
Epigondolella abneptis (HUCKR.)

E i n s t u f u n g : Alle oben aufgezählten Conodonten kommen im Mittelnor vor. Bei einem Teil der Brekzienkomponenten, vor allem bei den beschriebenen Großkomponenten, handelt es sich eindeutig um Hallstätter Buntkalke, die naheliegenderweise von einer Hallstätter Deckscholle herzuleiten sind. Hallstätter Buntkalke kommen als isolierte Deckschollen auch in der näheren Umgebung u.a. bei Liezen und Wörschach vor.

Im Dünnschliff bereitet die Identifizierung der Hallstätter Kalke insofern Schwierigkeiten, als sie in einer randlichen Beckenfazies ausgebildet sind, die bisher wenig untersucht und dokumentiert ist. Nach mikrofazielltem Befund handelt es sich um dunkle feinkörnige Biomikrite, in denen gehäuft Filamente auftreten.

Foraminiferen (det. Dr. W. PILLER, Wien):

Ophthalmidium leischneri KRISTAN-TOLLMANN
Ophthalmidium sp.
Dentalina sp.
Trochammina sp.
Nodosaria sp.
Glomospira sp.

Lenticulina sp.
 Duostominida
 Lagenida
 Miliolida
 agglutinierende Formen
 div. Sandschaler

Radiolarien
 Gastropoden
 Brachiopoden
 Algensporen:

Globochaete alpina LOMBARD

Eine Reihe von Kalkkomponenten sind eindeutig nicht den Hallstätter Kalken zuzuordnen, sondern stammen von **Jurakalken**:

Ein Teil der Proben (u. a. 85/87) weist ein seichtmarines Sedimentationsmilieu auf. In einer Rotkalkkomponente wurde neben lageniden Foraminiferen

Trocholina (?) *parva* BLAU

angetroffen – eine Form, die aus liassischen Spaltenfüllungen erstbeschrieben wurde.

In zahlreichen Dünnschliffen von bunten Biomikriten fanden sich folgende Foraminiferen (det. Dr. W. PILLER, Wien), die allerdings keine genauere zeitliche Einstufung ermöglichen:

Involutina cf. *liassica* (JONES)

Lagenina sp.

Trochammina sp.

Frondicularia sp.

Ophthalmidium sp.

Nodosaria sp.

Trocholina sp.

Spirillina sp.

nicht näher bestimmbare miliolide Formen

hyaline Foraminiferen – jünger als Trias

globochaetenähnliche Formen

Reste von Schwebcrinoiden

Bivalvenschalen

Brachiopodenschalen

Hinweise auf die Existenz von (tief)oberjurassischen Komponenten liefert eine Rotkalkkomponente, welche Aptychen enthält (Probe 85/130).

Zusammenfassend kann man über die Kalkkomponenten in der Brekzie sagen, daß Hallstätter Buntkalke des Alaun und nicht näher differenzierbare **jurassische** Kalke vorliegen.

2. Kieselkalkkomponenten:

Diese treten in der Brekzie als typische dunkle, feinkörnige Mikrite auf, die in noch nicht gänzlich lithifiziertem Zustand von der Brekzierung erfaßt wurden.

3. Tonschieferkomponenten:

Von den schwarzen Tonschiefern – der dritten Komponentengruppe – (Pro-

ben 86/96 und 87/24) wurde mittels RDA folgender der Mineralbestand erfaßt:

Chlorit, Schichtsilikate, Quarz, Plagioklas, Kalzit (in Spuren).

Diese bereits von S. PREY (1968:A40) beschriebenen Tonschieferkomponenten enthalten eine von Prof. W. KLAUS in die Untertrias eingestufte Pollenflora.

Herkunft und Entstehung der Brekzie:

Die im S abgelösten und nach N vorgleitenden juvavischen Deckenteile hobelten unterwegs Späne und Bruchstücke von der als Gleitbahn fungierenden Unterlage ab. Ebenso fielen Teile der Scholle auf die Gleitbahn und wurden zusammen mit den Komponenten aus der Unterlage überfahren (W. NOWY & R. LEIN, 1984).

Somit sind in einer „Gleitbrekzie“ sowohl Komponenten der Unterlage als auch der Deckscholle enthalten.

Die Hallstätter Kalk-Komponenten der beschriebenen Brekzie sind daher von der Deckscholle zu beziehen, während die Kieselkalke und verschiedenen Jurakalke von der unterlagernden Formation – der heute zum Teil nicht mehr erhaltenen Jurabeckung – stammen.

Einen interessanten Hinweis bezüglich der mehrere 1000 m³ großen Kalkkomponente nordöstlich des Gipssteinbruches erhält man durch eine Prospektionsbohrung der Firma KNAUF. Mittels einer Horizontalbohrung wurde festgestellt, daß sich im Liegenden des Kalkes Gips befindet, welche unter der Bedeckung die Streichrichtung stark ändert.

Conodontenlösproben von diesen Riesenkomponenten erbrachten keine stratigraphisch aussagekräftigen Formen: sie belegen jedoch ein triadisches Alter. Der mikrofazielle Befund von Schlifften schließt Hallstätter Kalk nicht aus, sodaß eine Zuordnung dieses Blockes als Großkomponente der Brekzie – die ja selbst Hallstätter Komponenten enthält – naheliegend ist.

3.2.2. Haselgebirge s.l.

Unter diesem Begriff versteht man nach W. MEDWENITSCH (1968:129) die gesamte Schichtfolge der alpinen Salzlagerstätten, bestehend aus Gips, Anhydrit, Salzton, Steinsalz und dem Haselgebirge s.str., einer Brekzie, die alle Komponenten des Haselgebirges s.l. enthält.

Das Haselgebirge der Wurzer Deckscholle besteht aus Gips, Anhydrit und Haselgebirgston; Steinsalz konnte während der Kartierung nicht gefunden werden.

Ursprünglich dürfte dieses aber auch in der Deckscholle vorhanden gewesen sein, da R.G. HAUENSCHILD (1871) eine salzhältige Gipsquelle im Gipsgraben erwähnt.

3.2.2.1. Haselgebirgston

Vorkommen: Im Profil 3 wird die Brekzie im Liegenden der Deckscholle von zähen, plastischen, bunt gefärbten Tonen überlagert. Es dürfte sich um ein Verwitterungsprodukt aus Gips und Anhydrit des Salinarkomplexes handeln. Diese Tone kommen an mehreren Stellen der Deckscholle in der Umgebung von Gips und Anhydrit vor.

Mineralogie und Korngröße: Die untersuchte Tonprobe 87/26 stammt aus dem Oberteil des Profiles 3.

Eine Korngrößenanalyse (kombiniert aus Siebung und Sedigraphanalyse) zeigt eine relativ schlechte Sortierung. Der Median liegt bei 5 µm.

Der Tongehalt beträgt 28,5 %.

Die Klassifikation dieser Probe lautet: Sandiger, stark toniger Schluff.

Die Tonfraktion ($< 2\mu\text{m}$) dieser Probe besteht zum Großteil aus Illit und geringeren Mengen von Mixed layers und Chlorit.

3.2.2.2. Gips und Anhydrit

Vorkommen: Der Gips erstreckt sich vom Steinbruch gegen Norden über die Plimalm und Obere Gameraingalm bis nahe an den Wurzerkampl. Gegen Osten erstreckt sich ein Vorkommen zungenförmig in den Gipsgraben. Vom Hauptteil der Deckscholle isoliert findet man noch geringmächtige Gipse am Wurzersattel aufgeschlossen.

Die mikroskopische Ausbildung der Gipse zeigt oft feine Bänderung und gelegentlich Fältelung. Die vorherrschenden Farben sind weiß bis grau. Gelegentlich sind die Gipse auch orange oder anders gefärbt.

Die Gipsmächtigkeit variiert sehr stark. Einzelne Rücken erreichen eine Höhe von bis zu 50 Metern. Da Gips ein sehr weiches und leicht verwitterbares Gestein ist, erwartet man üblicherweise morphologisch „sanft-weiche“ Landschaftsformen mit Dolinen, runden Kuppen und flachen Hügeln. Zum Teil trifft dieses Bild hier auch tatsächlich zu. Doch stößt man auch immer wieder völlig überraschend auf steile, schroffe Kämme und beinahe senkrechte Wände, wobei sich bei näherer Betrachtung herausstellt, daß sie nicht aus Hartgesteinen sondern aus weichem Gips aufgebaut sind. Diese übersteilten Hänge und Wände dürften dadurch zustandekommen, daß umgebendes weicherer Material, nämlich Ton und Gipschutt, durch Wasser oder auch Muren abgeführt wird und Gips für einige Zeit freigelegt ist. Dieser ungeschützte Gips dürfte dann relativ rasch verwittern und wieder weiches, rutschfreudiges Material für den nächsten Murenabgang liefern. Wie später noch näher ausgeführt werden wird, gibt es unzählige Hinweise auf Murenabgänge auf der gesamten Deckscholle. Im Laufe der Erdgeschichte müssen riesige Mengen an Gips und Ton von der Deckscholle abgeführt worden sein.

Im Ostteil des Gipssteinbruches der Firma KNAUF ist in der Nähe des Sprengmagazines auf der Nordseite des Hanges Hartgestein in engem Kontakt mit Gips aufgeschlossen. Auf einer Länge von etwa 100 Metern findet man eine intensive Verschuppung von Gips mit Kieselkalken. Im Westteil des Aufschlusses wird Gips von Kieselkalken überlagert, weiter nach Osten folgt eine Mischzone von Kieselkalk und Gips, bis nach etwa 75 Metern massige dunkle Kieselkalke dominieren. Harnischflächen an diesem Gestein von mehreren Quadratmetern Ausmaß lassen uns die gewaltige tektonische Beanspruchung dieser Zone erahnen. Zwischen den Kieselkalktrümmern findet man immer wieder weiche Tone und Mergel. Im Osten des Aufschlusses folgt wieder hochwertiger Gips.

Eine Reihe von Schlammproben erwiesen sich als fossilifer, wogegen die Schiffe der Proben 85/52 bis 85/54 bzw. 85/57 die Gesteine eindeutig als Kieselkalke identifizieren. Es handelt sich um einen sparitischen Kieselkalk, der stark zerlegt ist, Schwammriadeln und umkristallisierte Radiolarien enthält. Im Schliff 85/57 sind die Radiolarien am besten erhalten, sie sind außen aber karbonatisiert. Eine mit Flußsäure aus dieser Probe gewonnene Radiolarienfauna zeigt deshalb keine näheren Details, sodaß das Gestein nur als Jura einzustufen ist.

3.2.3. Werfener Schichten

Vorkommen: Dieses Schichtglied tritt auf der ganzen Deckscholle meist in-

tensiv mit Gips vermischt auf, sodaß eine exakte kartenmäßige Trennung von Gips bzw. Werfener Schichten nicht durchführbar war. Der rote, von Hämatit verursachte Farbton dominiert im ganzen Deckschollenbereich. An mehreren Stellen verursacht dieses Schichtglied stauende Nässe und saure Wiesen, z.B. beim Hintersteinermoos, Hintersteineralm, in der Umgebung der Oberen und Unteren Gameringalm. Ein Bach, der aus einer riesigen Rutschmasse zwischen Hasneralm und Plimalm gespeist wird, erhielt wegen der auffälligen Rotfärbung, aufgrund der enthaltenen Werfener Sedimente, den Namen „Feuerbach“.

Große Teile der Deckscholle sind von der roten Farbe der verwitternden Werfener Schichten gekennzeichnet. Häufig findet man Gesteinsbruchstücke, die an der Oberfläche die für die Werfener Schichten typische „Glimmerbestreuung“ zeigen. Diese Glimmeraufflage und die weicheren Verwitterungsformen sind die Unterscheidungsmerkmale zum ebenfalls zu rotem Schutt verwitternden Ruhpoldinger Radiolarit.

Mineralogie: Zwei Röntgendiffraktometeraufnahmen von Werfener Schichten zeigen folgenden Mineralbestand:

Quarz, Kalzit, Feldspat, Schichtsilikate, Hämatit.

Zusammen mit den Haselgebirgs-Tonen und dem Gips neigt dieses Material sehr zum Rutschen.

3.1.4. Die Brunnsteinscholle (Dachsteindecke)

Der Brunnsteinzug im Südosten der Wurzer Deckscholle muß aufgrund der vorliegenden Kartierung von der Warscheneckdecke abgetrennt werden; er ist als nordöstliche Fortsetzung der Dachsteindecke aufzufassen.

Abgrenzung: Die nordwestliche Begrenzung dieser Scholle wird durch die Überschiebungslinie der Dachstein- und Hierlatzkalke des Brunnsteines auf jurassische Kieselkalke gebildet. Diese Überschiebung kann im Gipsgraben entlang der verbreiterten Gameringabfahrt sehr genau erfaßt werden. Am Nordende der Scholle, bei der Talstation der Wurzeralm-Standseilbahn, ist diese nordvergente Überschiebung in einem Hanganschnitt ausgezeichnet aufgeschlossen. Die südöstliche Abgrenzung wird von der NE-SW verlaufenden Pyhrnstörung gebildet.

Etwas problematisch ist die Frage der Abgrenzung im Südwesten: Der Brunnstein wird morphologisch vom südwestlich anschließenden Rabenstein durch einen markanten Einschnitt getrennt. Diese geologische Schwächezone nutzt auch der Hintersteinerbach für seinen Lauf. In den Straßenaufschlüssen des Zufahrtsweges zur Hintersteineralm sind zahlreiche Harnischflächen zu erkennen, die bei steilem SW-Fallen dem Haupteinschnitt im Streichen parallel folgen. Dies stützt die Annahme einer Störungszone, die die Südwestabgrenzung der Brunnsteinscholle bilden könnte.

Die Schichtfolge der Scholle ist auf Dachsteinkalk mit aufliegenden Resten von Hierlatzkalk beschränkt.

Dachsteinkalk

Vorkommen: Der Brunnsteinzug wird im wesentlichen von gebanktem Dachsteinkalk aufgebaut, der mit flachem Winkel gegen Norden einfällt. Eine Sonderform tritt entlang der Straße zwischen Hintersteineralm und Gipssteinbruch auf:

Der graubraune Kalk wird von roten feinkörnigen Tonfasern unregelmäßig durchzogen und erhält so ein „geflammtes“ Aussehen. Es könnte sich hier um Hinweise auf ein Trockenfallen der Oberfläche, vermutlich an der Wende Trias/Jura, handeln.

Wie schon erwähnt kann man die Überschiebungslinie der Brunensteinscholle durch den Gipsgraben verfolgen und findet dann im Unterteil des Profils 2 auf der Südseite des Erlengrabens wieder den Dachstein- bzw. Hierlatzkalk auf die Kieselkalk aufgeschoben.

Einen weiteren anschaulichen Beweis für diese Überschiebung findet man auf der Straße zum Gipssteinbruch, wenige Meter nach der Abzweigung zur Hintersteinalm:

Auf der Nordseite der Straße neben dem Schranken findet man eine monomikte Brekzie von grauen, schlecht gerundeten Komponenten in einer auffällig roten kieseligen Matrix. Die Brekzie ist überwiegend komponentengestützt.

Im Dünnschliff erkennt man graue Biomikritkomponenten, die in einer roten, überaus radiolarienreichen Matrix, hier deutlich mud supported, angeordnet sind. Die deutlich sichtbaren Fließstrukturen und das Eindringen der weichen Matrix in den Kalk beweisen, daß auch hier die Eingleitung des Dachsteinkalkes in die noch weichen, radiolaritischen Sedimente der Warscheneckdecke stattgefunden haben muß.

In den Biomikritkomponenten findet man folgende Foraminiferen (det. Dr. W. PILLER):

Aulotortus friedli (KRISTAN-TOLLMANN)

Triasina sp.

Tetrataxis sp.

Pseudotaxis sp.

Bei den Kalkkomponenten handelt es sich demnach um Dachsteinkalk.

In der roten Matrix findet man massenweise Spumellaria und Nasselaria sowie viele Schwammnadeln.

Aus der Probe 85/69 konnte mit Flußsäure eine relativ schlecht erhaltene Radiolarienfauna gelöst werden, aus der von Prof. MOSTLER sogar zwei Formen artlich bestimmt werden konnten:

Mirifusus guadalupensis (PESSAGNO)

Podobursa triacantha (FISCHLI)

Mirifusus guadalupensis reicht von unitary association 3 bis 8 – also etwa vom mittleren Callovien bis ins unterste Kimmeridge. Die Matrix der Dachsteinkalkbrekzie ist somit zeitgleich mit den Kieselkalken und dem Ruhpoldingener Radiolarit und ist zu letzterem zu stellen.

Hierlatzkalk

Vorkommen: Geringmächtige Auflagen von diesen roten Crinoidenspatkalken findet man im Gipsgraben, im Unterteil des Erlengrabens und entlang der Straße von der Hintersteinalm zum Gipssteinbruch.

Entlang dieser Straße kann man auch zwei Crinoidenspatkalkvarianten beobachten, die sich vor allem aufgrund der verschiedenen Verwitterungsformen unterscheiden: Der liegende Teil weist eine Mächtigkeit von etwa 5 Metern auf und zeigt eine sehr glatte, runde, grobspätige Oberfläche. Darüber folgt eine etwa 2 bis 3 Meter mächtige Überlagerung von einem feineren Crinoidenspatkalk, der eine deutlich runzelig verwitternde Oberfläche aufweist und Bankung im Dezi-

meterbereich andeutungsweise erkennen läßt. Der hangende Spatkalk tritt auch als Spaltenfüllung in seiner Unterlage auf.

An mehreren Stellen kann man in den Hierlatzkalken wenige Zentimeter bis mehrere Dezimeter große Manganknollen beobachten.

Im Gipsgraben wurde ein etwa 25 cm großer Ammonit (Taf. 2, Fig. 1) aus dem Hierlatzkalk freipräpariert, der von Doz. Dr. L. KRYSZYN als

Ectocentrites petersi HAUER

bestimmt wurde und im Sinemur leitend ist. Die Oberfläche des Ammoniten ist von Serpuliden bewachsen. Eine dünne Mangankruste belegt, daß die Fossilisation in einem Hartgrund stattgefunden haben muß.

Dieses Sinemuralter für den Hierlatzkalk deutet auf eine Schichtlücke im Hettang. Diese Beobachtung deckt sich sehr gut mit den Brekzienbildungen und Tonflasern an den hangendsten Teilen des Dachsteinkalkes, die ja eine Auftauchphase zu belegen scheinen. Somit dürfte erst im Sinemur eine Fortsetzung der Sedimentation stattgefunden haben.

Ebenfalls aus dem Hierlatzkalk des Gipsgrabens bestimmte Prof. H. ZAPFE folgende Brachiopoden des Lias:

Spiriferina alpina OPP.

„*Rhynchonella variabilis* SCHLOTH.“

Terebratulitiden indet.

Rhynchonelliden indet.

3.1.5. Die neoautochthone Bedeckung (Warscheneckdecke)

Oberalmer Schichten

Vorbemerkungen zur Nomenklatur des Schichtgliedes: B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968:194) hielten die Kalke des Wurzerkampls für eine fazielle Abart des Tressensteinkalkes und schlugen den Namen „Wurzerkalk“ vor. A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972:79 und 120) bezeichnen diese Kalke aufgrund ihrer Mikrofazies als „Oberalmer Schichten in Übergangsfazies“. A. TOLLMANN (1976:357) zieht den Namen „Wurzerkalk“ wieder ein und stellt sie im Sinne von B. PLÖCHINGER (1964:20) als Varietät der Oberalmer Schichten zu den „Wechselfarbigen Oberalmer Schichten“.

Vorkommen: Dieses, die steilen Hänge und den Gipfel des Wurzerkampls aufbauende Schichtglied, reicht im Süden beinahe bis zum Gipsgraben. Eine genaue Abgrenzung ist nirgends möglich, da beträchtliche Schutthalden die Schichtgrenzen bedecken.

Auf der Deckscholle liegt dieses Gestein zumeist nur in Form von Schutt auf. In zwei Aufschlüssen sind am Rücken der Deckscholle Oberalmer Schichten erschlossen:

Unmittelbar nördlich der 2 Häuser der Plimalm in einem kleinen Hanganriß, wo mit etwas Vorsicht das Einfallen der Bänke mit 115/85 angegeben werden kann.

Nördlich des Gipssteinbruches befindet sich am E-W-verlaufenden Weg auch ein kleiner Anriß, der aus Oberalmer Kalken besteht. Die Lagerung der Bänke ist etwa 050/50.

Makroskopisch handelt es sich bei den Oberalmer Schichten um im dm-Bereich gut gebankte, gelbliche bis hellbraune, feine Kalke. In der hellen Kalkgrundmasse kommen häufig unregelmäßig geformte, dunkelbraune, dichte Hornsteinkonkretionen vor, die gegenüber der Verwitterung resistenter sind und aus dem Kalk herausragen. Diese Erscheinung verleiht dem Gestein ein unverwechselbares Gepräge.

Mikrofaziell handelt es sich bei den Oberalmer Schichten um feinkörnige, überaus mikrofossilreiche Biomikrite. Dominierend sind Schwammnadeln, gefolgt von Radiolarien, vor allem Spummelaria; untergeordnet treten auch Foraminiferen auf. Calpionellen oder Saccocomen waren nicht zu finden.

Entsprechend der Einteilung von J.L. WILSON (1975) liegen Becken- und Beckenrandsedimente vor (Fazieszonen 1 und 3; SMF Typen 1–3). Ein Korallenfund aus dem Hangschutt unter der großen Wand zeigt den Einfluß der nahen Plassenkalkplattform an.

Im untersuchten Gebiet fanden sich keine Hinweise auf Barmsteinkalke, aus einem vielfältigen Komponentenspektrum zusammengesetzte Kalkturbidite (T. STEIGER, 1981), die die pelagische Oberalmer Beckensedimentation unterbrechen.

Einstufung: Im Hangschutt unter der großen Wand wurde ein etwa 10 cm großer Ammonit (Taf. 2, Fig. 2) gefunden, der sich nach Doz. L. KRYSZYN als zur Familie der Perisphinctiden s.str. zugehörig erwies. Eine gattungsmäßige Zuordnung war jedoch nicht möglich; es könnte sich bei diesem Exemplar um

Lithacoceras sp. oder *Ataxioceras* sp. handeln.

Aus dieser Zuordnung resultiert folgende stratigraphische Einstufung: Die Gattung *Lithacoceras* existierte im **Untertithon**, während *Ataxioceras* schon im **Oberkimmeridge** auftritt. Demnach kann der Beginn der Sedimentation der Oberalmer Schichten nur auf das Zeitintervall **Oberkimmeridge** bis **Untertithon** eingengt werden. Da Radiolarite eventuell bis ins unterste Kimmeridge reichen, scheint zwischen der Radiolarit- bzw. Oberalmerkalk-Sedimentation kaum eine Sedimentationslücke bestanden zu haben.

Etwa 300 Meter SSW' des Wurzerkamp-Gipfels ist an einer Stelle die Grenze der Oberalmerkalk zu den liegenden Kieselkalken bzw. Radiolariten aufgeschlossen. Der Bereich ist tektonisch stark verstellt und beansprucht; sowohl die Oberalmer Schichten als auch die Kieselkalke streichen saiger stehend etwa 050/230. Aufgrund dieser tektonischen Verstellungen und der Ergebnisse von Gesteinsanalysen dürfte es sich aber nicht um die ursprüngliche sedimentologische Grenze handeln, sondern um einen rein zufälligen tektonischen Kontakt dieser beiden Schichtglieder.

In **Profil 4** (Beil. 2) ist diese „Grenzsituation“ aufgenommen. Profilbeginn ist 220 m südlich der saiger stehenden großen Wand aus Oberalmerkalken.

Die ersten 100 m des Profiles werden von Hangschutt aus Gips und Werfener Schichten gebildet. Danach folgt eine etwa 15 m mächtige tektonisch äußerst stark zerlegte Kalkrippe, an die wieder 80 m Schutt und Ton mit großen Gipskomponenten anschließt. Aus dem Schutt erhebt sich dann bei etwa 200 m die erste saiger stehende Wand aus dunkelgrauem Kieselkalk, der tektonisch sehr stark zerlegt ist. Lokal sind die einzelnen Schichten kaum verfolgbare. Es dominiert ein wirres Nebeneinander von gut gebankten Kieselkalken und roten, intensiv zerlegten Radiolariten.

Nach einer von Erde, Ton und Schutt bedeckten Störungszone folgt die erste saiger stehende Wand aus Oberalmerkalken.

Mineralogie: Im Mineralbestand unterscheiden sich die „Kieselschichten“ deutlich von den Oberalmer Schichten. Letztere weisen einen sehr hohen Kalzitanteil (97 %, Probe 87/55) auf, enthalten keinen Dolomit und der Quarzgehalt ist relativ niedrig. Dagegen tritt in den „Kieselschichten“ der Kalzit deutlich zurück, Quarz wird das dominierende Mineral. In einer Probe (87/56) ist auch Dolomit enthalten (Abb. 11).

GESAMTMINERALBESTAND Kiesel- / Oberalmerschichten

PROFIL 4

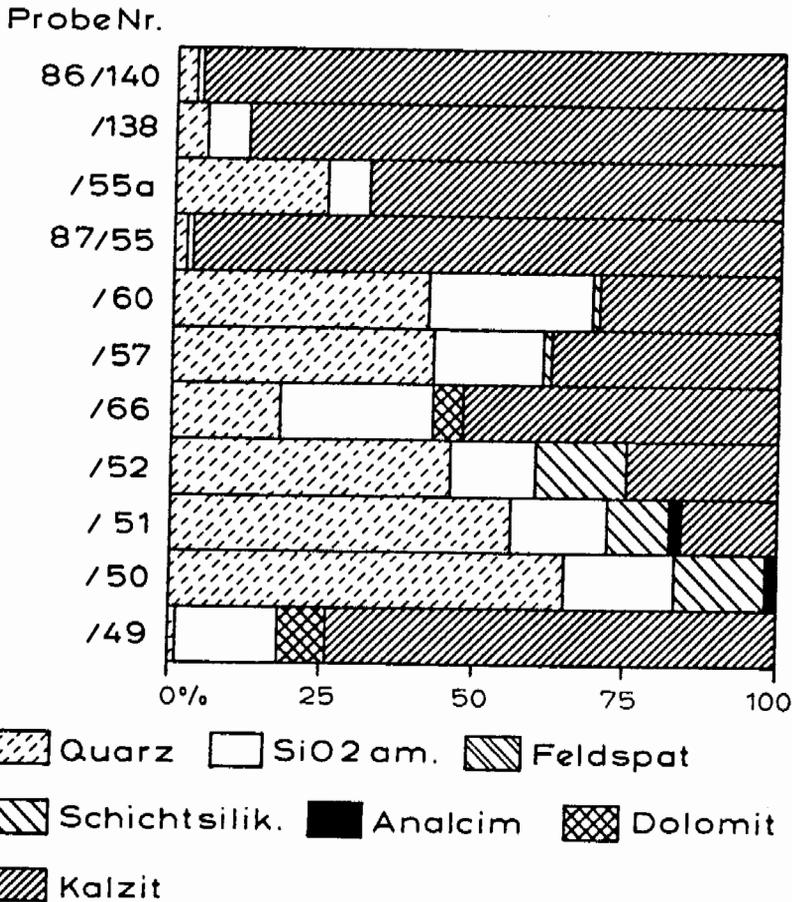


Abb. 11: Gesamtmineralbestand von „Kieselschichten“ und Oberalmerschichten in Profil 4.

Die Probe 87/49 gehört nicht zu den Kieselschichten. Es handelt sich um einen tektonisch sehr stark zerbrochenen Kalk. Im Dünnschliff findet man nur Sparit, sodaß eine Zuordnung nicht durchführbar ist. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Einspießung von Oberalmerkalken in die „Kieselkalkschichten“.

Auch in diesem Profil ist in zwei roten Proben (87/50 und 51) Analcim vorhanden.

4. Tektonik

Wurzer Deckscholle

Der tektonische Hauptformungsprozeß der Wurzer Deckscholle war zweifellos der Mechanismus der Gleittektonik. Die Erkenntnis der tektonischen Fremdherkunft der Deckscholle stammt bereits von F. HAHN (1913:451). In neuerer Zeit wurde lediglich der Transportmechanismus modifiziert, wobei die ursprüngliche Annahme eines Transversalschubes von der moderneren Theorie der Gleittektonik abgelöst wurde. Die Verfechter der Gleittektonik waren vor allem A. TOLLMANN (1985:203) und R. LEIN (1987:22).

Zur Unterstützung bzw. Bestätigung der Hypothese der Gleittektonik sollen eine Reihe von Fakten und Beobachtungen sowohl aus dem Gelände als auch aus dem Labor dargestellt werden.

1. Die Basis der Deckscholle schwimmt auf einem radiolaritähnlichem Schichtglied – den Kieselkalken des Oxford. Aufgrund des relativ hohen Kalkgehaltes dürfte die CCD aber nicht unterschritten worden sein. Es ist aber trotzdem ein tieferes Becken vorhanden, in das die Hallstätter Masse eingleiten konnte. Diese Kieselkalke sind an einigen Stellen, besonders aber S' der Deckscholle Profile 2 und 3) gut aufgeschlossen und als Basis bzw. Rahmen der Deckscholle unumstritten.
2. Sedimentärer Gleitfaltenbau ist hier zwar nicht im großen Umfang erhalten, was aber auch an den Aufschlußverhältnissen liegen kann. Im Oberteil des Profiles 3 sind aber Falten vorhanden, die als Gleitfalten gedeutet werden können.
3. Mustergültig ist im Profil 3 ein Brekziensaum erhalten, der als tektonische Gleitbrekzie zu deuten ist. In dieser Brekzie sind sowohl Gesteine der unterlagernden Kieselkalke, als auch Hallstätter Kalke der Gleitmasse und zusätzlich noch Jurakalke unbekannter Herkunft enthalten.
4. Häufig sind im unterlagernden Gestein teilweise gradierte Brekzienhorizonte und auch kleine Turbidite enthalten. Es sind also während der Kieselkalk-Sedimentation laufend „Vorbotten“ der Deckscholle in das Becken eingeglitten. Man spürt förmlich beim Hochsteigen des Profils anhand der unruhigen Sedimentation die „herannahende Deckscholle“.
5. Gleitsymphysen sind wegen der Plastizität des Haselgebirges nicht zu erwarten und auch nicht beobachtet worden.

Die Gleitmasse – bestehend aus Haselgebirge, Werfener Schichten und Hallstätter Buntkalken (als Brekzienkomponenten) ist vom südlich der Dachsteindecke gelegenen südjuvavischen Hallstätter Schelfsaum zu beziehen.

Der zeitliche Ablauf der Eingleitung ist aufgrund der mit Radiolarien datierten un-

terlagernden Kieselkalken in das Oxford zu stellen. Diese Datierung paßt auch sehr gut zu den Beobachtungen der Gleitmassen im nahen Salzkammergut und Mitterndofer Becken.

Ein kleiner Span aus Gips und Werfener Schichten liegt – auch hier im Kontakt mit Gleitbrekzie – etwas isoliert nordwestlich der Hauptgleitmasse. Es ist heute nicht mehr zu unterscheiden, ob sich dieser Teil schon während der Eingleitung von der Hauptmasse trennte, oder ob sekundäre tektonische Verstellungen und auch Erosionen für seine heutige Isolation verantwortlich sind.

Brunnsteinscholle

Analog zur Wurzer Deckscholle ist auch für diese Scholle ein Gleitvorgang als Transportmechanismus evident.

Kurz gefaßt sollen hier nochmals die Argumente sowohl für die Abtrennung von der Warscheneckdecke, als auch für den Gleittransport angeführt werden.

1. Der Dachsteinkalk mit Hierlitzkalkresten, also eine Obertrias/Lias-Schichtfolge, liegt auf wesentlich jüngeren – malmischen – Kieselkalken. Diese Überlagerung ist bei der Talstation der Wurzeralm-Standseilbahn aufgeschlossen und im Gipsgraben bis zum Profil 2 verfolgbar.
2. Die Auflagerung einer Scholle auf Tiefseesedimenten ist eines der stichhältigsten Argumente für deren Eingleitung in ein Becken.
3. Wenn man die jurassischen Kieselkalken zur Warscheneckdecke zählt, muß zwangsläufig ein überlagernder Dachsteinkalk einer anderen tektonischen Einheit angehören, wobei hier die Dachsteindecke naheliegend ist.
Es ist zwar aus heutiger Perspektive schwierig vorstellbar, daß die Haselgebirgs-gleitmasse – die ja südlich der Dachsteindecke beheimatet war – zuerst den morphologisch sehr schroffen Brunnstein überwunden haben soll, um in ihre heutige Position zu gelangen. Man darf aber nicht vergessen, daß erst während der oberjurassischen Einengungstektonik und kretazisch bis tertiären Deckentektonik die ursprünglich einheitlichere Dachsteindecke in ihre heutige Form zerstückelt wurde, damals aber zusammenhängend sehr wohl als Unterlage für einen Gleitvorgang gedient haben konnte.
4. Nur wenige Kilometer östlich von Brunnstein und Wurzeralm ist in der Bosruck-deckscholle dasselbe Phänomen nochmals anzutreffen. Dort ist ein unteres Stockwerk aus Haselgebirge und Gips mit der Wurzer Deckscholle zu vergleichen, während das höhere Stockwerk aus Triaskarbonaten als östlichster Ausläufer der Dachsteindecke angesehen wird. Am Bosruck hat aber die Dachsteindecke die Hallstätter Decke noch eingewickelt und unter sich begraben, was bei der Wurzer Deckscholle durch die Brunnsteinscholle nicht stattfand (vgl. W. NOWY & R. LEIN, 1984).
5. Beobachtung von „Mikro-Gleittektonik“ im Dünnschliff 85/70: Mustergültig sieht man, wie sich die Dachsteinkalkkomponenten der Brunnsteinscholle im noch weichen radiolaritischen Gesteine randlich ablösen und schließlich von der Matrix gänzlich aufgenommen werden.
6. Westlich des Brunnsteins, etwa parallel zur Pyhrnpaßstraße, verläuft die Pyhrnstörung, an der die Brunnsteinscholle gegenüber der Bosruckscholle abgegrenzt ist. Die Abgrenzung an der SW-Seite zum Rabenstein stützt sich auf eine morphologi-

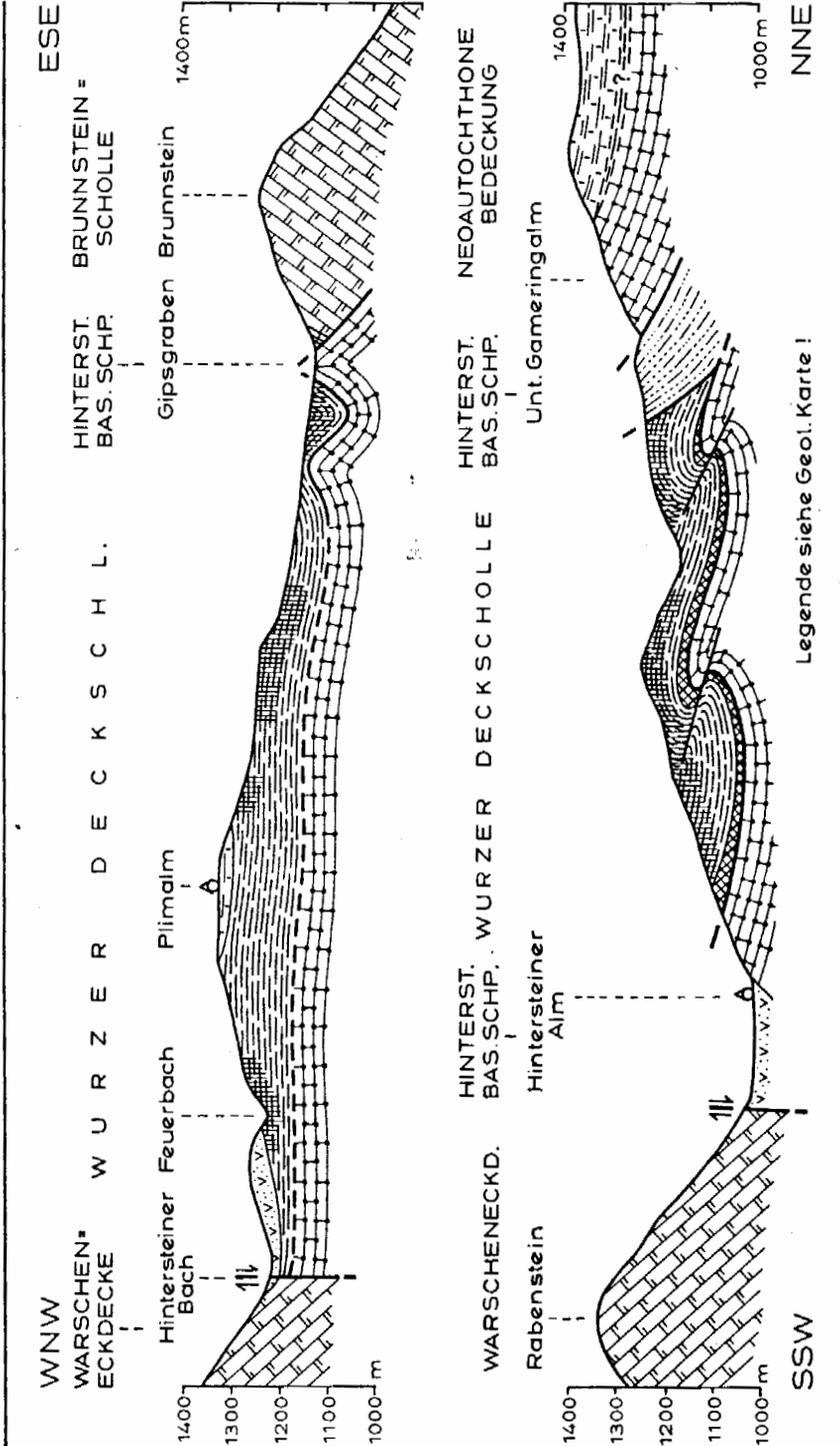


Abb. 12: Geologische Schnitte im Bereich der Wurzer Deckscholle. Lage der Profile siehe geologische Karte (Beilage 3).

sche Zäsur und tektonische Strukturen zwischen den beiden Gebirgsstöcken.

Zum Mechanismus der Platznahme der Hallstätter Deckschollen entwickelte R. LEIN (1987: 32) eine neue Theorie: An mechanischen Schwächezonen wird das Schichtpaket von Bewegungsfugen durchschnitten. Werfener Schichten dienen als Schmiermittel beim Vorgleiten kalkalpiner Schichten. Danach erfolgt ein Hüllentausch; schließlich gleiten von Süden freigelegte Schollen von Haselgebirge und Werfener Schichten in die Depressionszonen.

Literatur

- ANIWANDTER, E. (1954): Die Tektonik und Stratigraphie der östlichen Warscheneckgruppe und ihre Umrahmung. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 165 S., 17 Beil., Wien.
- BAUMGARTNER, P.O. (1981): Eurorad II, 1980, Second Meeting of Current Research on Cenozoic and Mesozoic Radiolarians. – *Eclogae geol. Helv.*, 74, 1027–1061, 8 figs., Basel.
- (1984): A Middle Jurassic – Early Cretaceous low – Latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. – *Eclogae geol. Helv.*, 77/3, 729–837, 3 Abb., 8 Taf., Basel.
- BLAU, J. & SCHMIDT, Th. (1988): Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 34/35, 185–207, 3 Abb., 4 Taf., Wien.
- BOLES, J.R. (1979): Zeolites in Deep-Sea Sediments. – *Reviews in Mineralogy*, 4, 137–163, 10 Abb., Washington.
- CORNELIUS, H.P. (1951): Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. – *Geol. Rundschau*, 39, 216–221, Stuttgart.
- CZJZEK, J. (1851): Gyps – Brüche in Nieder-Österreich und den angränzenden Landestheilen. – *Jb. Geol. R.-A.*, II, Jg., 1, 27–34, Wien.
- (1852): Geologisches aus der Oststeiermark. – *Jb. Geol. R.-A.*, IV, 4, 62–70, Wien.
- DE WEVER, P. & DECOURT, I. (1985): Les Radiolaires triasico – jurassiques marqueurs stratigraphiques et paleogeographiques dans les chaines alpines perimediterraneennes: un revue. – *Bull. Soc. geol. France* (8), I, 5, 653–662, Paris.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekton. Forsch.*, 58, 1–217, 45 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Stuttgart.
- EHRlich, C. (1852): Geognostische Wanderungen im Gebiete der nordöstlichen Alpen. – 144 S., div. Abb., 4 Taf., Leipzig (Hübner).
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 63(1970), 52–141, 15 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Taf. 1–19, Wien.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine – Sedimentpetrologie, Teil II. – XV + 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- GEYER, G. (1913): Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. – *Verh. k.-k. Geol. R.-A.*, 11+12, 267–309, Wien.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, II. Teil. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 6, 374–501, 6 Abb., Taf. 14–17, Wien.

- HAUENSCHILD, P.G. (1871): Die Salinarmulde von Windischgarsten. – Verh. Geol. R.-A., 1871, 56–58, Wien.
- HEITZER, I. (1930): Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. – Jb. Geol. B.-A., 80, 381–406, 3 Taf., Wien.
- HERITSCH, F. (1921): Geologie von Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 57, 224 S., 60 Abb., 5 Photos, 1 Kt., Graz (U. Moser).
- KOCHER, R.N. (1981): Biochronostratigraphische Untersuchungen oberjurassischer radiolarienführender Gesteine, insbesondere der Südalpen. – Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich (N.F.), 234 S., Zürich.
- LEIN, R. (1987): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrn-Passes. – OÖ. Geonachrichten, 2, 21–37, 4 Abb., Linz.
- MEDWENITSCH, W. (1968): Salz und Gips im Steirischen Salzkammergut. – Der Bergmann. Der Hüttenmann (Katalog), 125–133, Abb. 22, Taf. 1–2, Graz.
- MÖSTLER, H. (1966): Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 157–170, 2 Abb., 1 Tab., Wien.
- NOWY, W. & LEIN, R. (1984): Zur Geologie des Bosruck Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31, 45–94, 5 Abb., 8 Taf., 1 Beil., Wien.
- OTTNER, F. (1988): Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (OÖ). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 113 S., 60 Abb., 1 Tab., 3 Beil., Wien.
- PAAR, W. (1969): Montangeologische Untersuchung des Gipsvorkommens auf den Gammeringalmen nördlich des Pyhrnpasses/Oberösterreich. – Unveröff. Dipl. Arbeit, Montanist. Hochschule Leoben, 36 S., 26 Abb., 5 Beil., Leoben.
- PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, 11–69, 9 Abb., Taf. 1–2, Wien.
- (1974): Gravitativ transportiertes Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1974/1, 71–88, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien.
- & PREY, S. (1968): Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raum Windischgarsten–St.Gallen. – Jb. Geol. B.-A., 111, 2, 175–211, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien.
- POBER, E. (1984): Stratigrafische und sedimentologische Untersuchungen in der Gosau von Wörschach (Steiermark). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 149 S., 91 Abb., 13 Tab., 6 Taf., Wien.
- PREY, S. (1968): Bericht 1967 über geologische Untersuchungen auf den Blättern 98 (Liezen) und 99 (Rottenmann). – Verh. Geol. B.-A., 1968/3, A40–A41, Wien.
- (1974): Erläuterungen zum geologischen Lehrpfad (Steinschau) in Windischgarsten. – 72 S., illustr. Windischgarsten (Kurfond).
- SCHÄFFER, G. & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee. – Exkursionsführer zur Jahrestagung der Subkommission für Jura-Stratigraphie. – 38 S., 14 Abb., Wien.
- SCHULTZ, L.G. (1964): Quantitative Interpretation of Mineralogical Composition from X-ray and Chemical Data for the Pierre shales. – Geol. Sur. Prof. Paper 391C, 1–31, 10 Abb., 8 Tab., Washington.
- SCHWARZ, A. (1924): Ein Verfahren zur Freilegung von Radiolarien aus Kiesel-schiefern. – Senckenbergiana, VI/(5–6), 237–244, 1 Taf., Frankfurt/M.

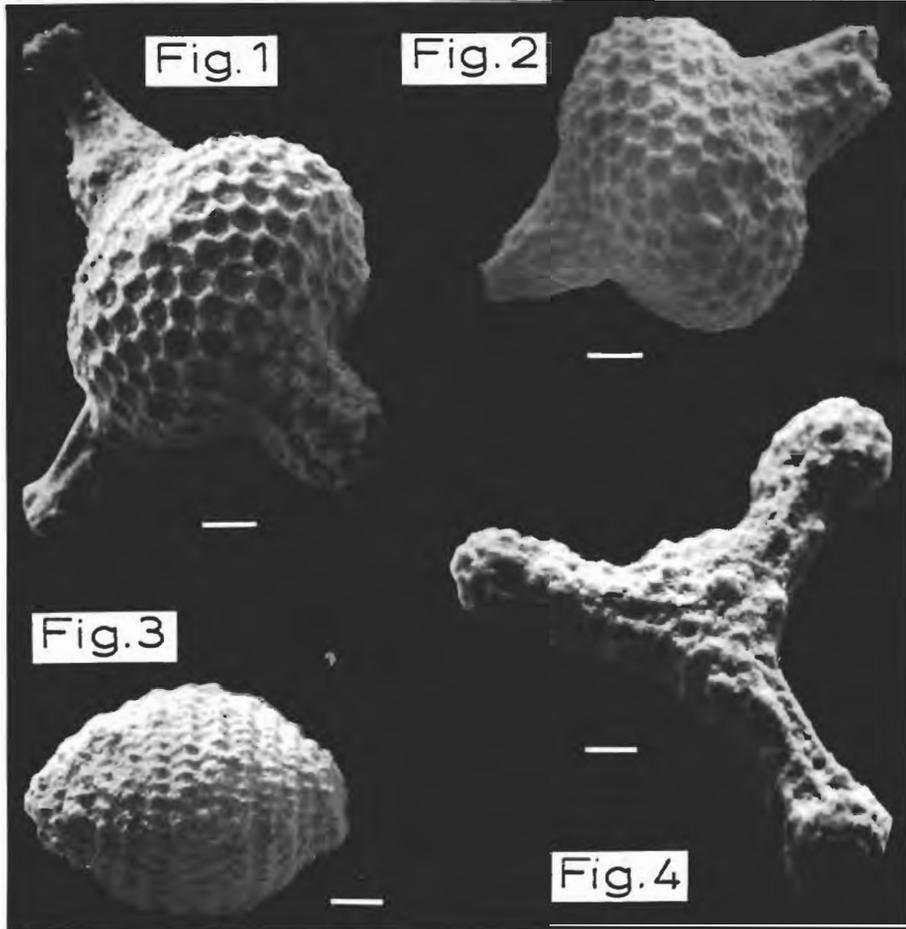
- SPENGLER, E. (1959): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 102, 193–312, Taf. 4, 5 Abb., Wien.
- SPIELER, . & BRANDNER, . (1989): Vom jurassischen Pull-Apart-Becken zur Westüberschiebung der Achentaler Schubmasse (Tirol, Österreich). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 16, 191–194, 3 Abb., Innsbruck.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – Facies, 4, 215–348, 56 Abb., Taf. 12–24, Erlangen.
- STUR, D. (1853): Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. – Jb. Geol. B.-A., 4, 461–483, 5 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. (1967): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. geol. Ges. Wien, 59 (1966), 231–253, Taf. 1–2, Wien.
- (1976): Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2, XVI + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- (1980): Neueregebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 397–402, 1 Abb., Wien.
- (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., 74/75, 167–195, 4 Abb., 1 Tab., Wien.
- (1985): Geologie von Österreich, Bd. II, Außerzentralalpiner Anteil. – XV + 711 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke).
- TRAUTH, F. (1937): Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 29 (1936), 473–573, 1 Kt., Wien.
- TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. – XI + 822 S., 259 Abb., 16 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- WÄCHTER, J. (1989): Jurassische Mass flow und Internbrekzien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Bochumer geol. u. geotekt. Arbeiten, 27, 239 S., 51 Abb., 12 Taf., Bochum.
- WERNECK, W. (1960): Aufnahmen der Gipslagerstätten: a) Dürradmer bei Gußwerk, b) Gammeringalm (Pyhrnpass), c) Oberort bei Tragöss. – Unveröff. Dipl. Arbeit, Montanist. Hochschule Leoben, 39 S., 8 Abb., 2 Beil., Leoben.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., 30 Taf., 183 Abb., Berlin (Springer).

Tafelerklärungen

Tafel 1

- Fig. 1: *Podopursa spinosa* (OZVOLDOVA). Balkenlänge: 15 μ m.
- Fig. 2: *Diboloachras chandrika* KOCHER. Balkenlänge: 15 μ m.
- Fig. 3: *Mirifusus mediodilatatus* (RÜST). Balkenlänge: 40 μ m.
- Fig. 4: *Tritrabs* sp. Balkenlänge: 15 μ m.

TAFEL 1



Tafel 2

Fig. 1: *Lithacoceras* sp. oder *Ataxioceras* sp. aus den Oberalmer Schichten südlich des Wurzerkampls.

Fig. 2: *Ectocentrites petersi* HAUER aus dem Hierlatzkalk des Gipsgrabens.



Fig. 2

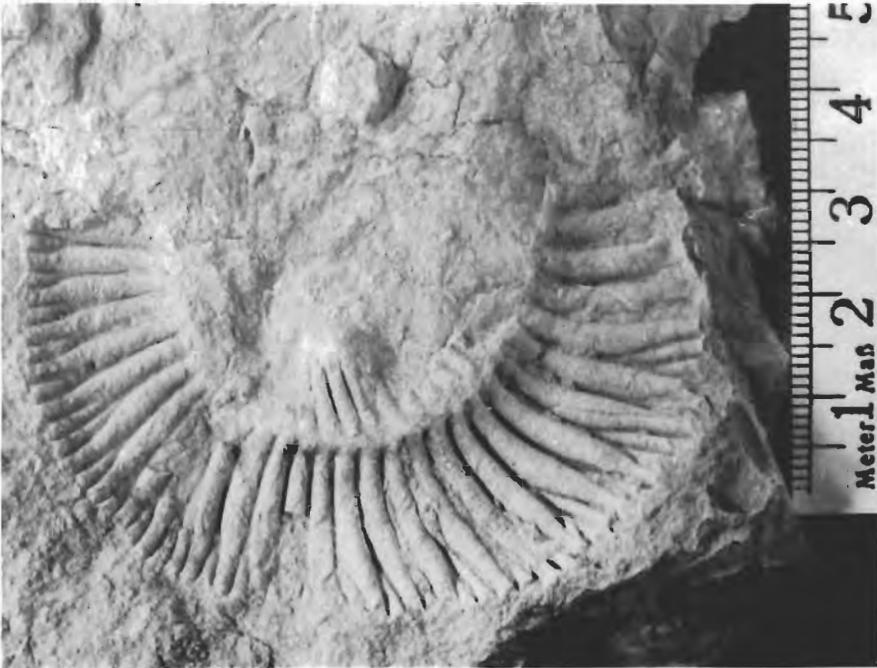


Fig. 1

Tafel 3

- Fig. 1: Dünnschliffphoto einer gradierten Lage im Siltkornbereich innerhalb der Kieselkalke. Bildlänge: 1 cm.
- Fig. 2: Detail aus einer Brekzienlage im Kieselkalk. Bildlänge: 3 cm.
- Fig. 3: Dünnschliffphoto von Radiolarit. Deutlich sind die gut erhaltenen Radiolarien zu erkennen. Bildlänge: 2 mm.
- Fig. 4: Dünnschliffphoto der Brekzie aus dem Radiolaritprofil. Bildlänge: 3 cm.



Fig.1



Fig.2

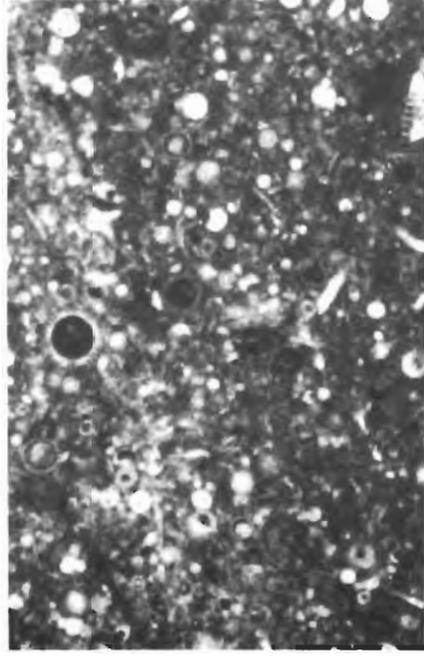


Fig.3

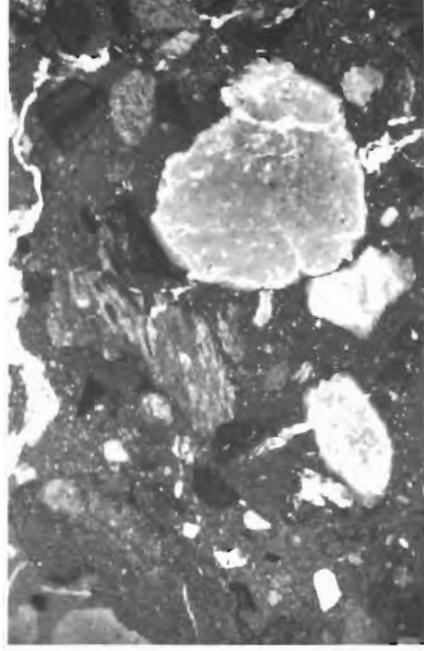


Fig.4

GEOL. KARTE DER WURZER DECKSCHOLLE, S-TEIL

Aufgenommen in den Jahren
1985 - 1987
von F. OTTNER



Neoauchthone Bedeckung

Oberalmer Schichten (O. M.A.L.M.)

Warscheneckdecke und Brunnstein-Deckscholle

Hiertatzkalk (LIAS)

Dachsteinkalk (RHÄT)

Wurzer Deckscholle und Hintersteineralm-Basisschuppe

Rotanbrekzie (U.-M. M.A.L.M.)

Ruhpoldinger Radiolarit (U.-M. M.A.L.M.)

Kieselkalk (U. M.A.L.M.)

Allgäuschichten (LIAS-DOGGER)

Werfener Schichten (O. PERM.-SKYTH)

Haselgebirge (O. PERM.)

+0°-5° T-30° T-60° T-85° +90°

Deckengrenze

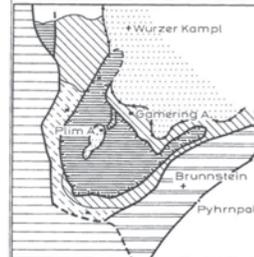
bruchbedingte Deckenbegrenzung

Bruch

Transgressionsbasis der neoauchthonen Bedeckung

P2 Lage der Profile

TEKTONISCHE SKIZZE



Neoauchthone Bedeckung

Warscheneckdecke

Brunnsteinscholle (Nordjuvavikum)

Hintersteineralm-Basisschuppe

Wurzer Deckscholle (Südjuvavikum)

Hangschutt

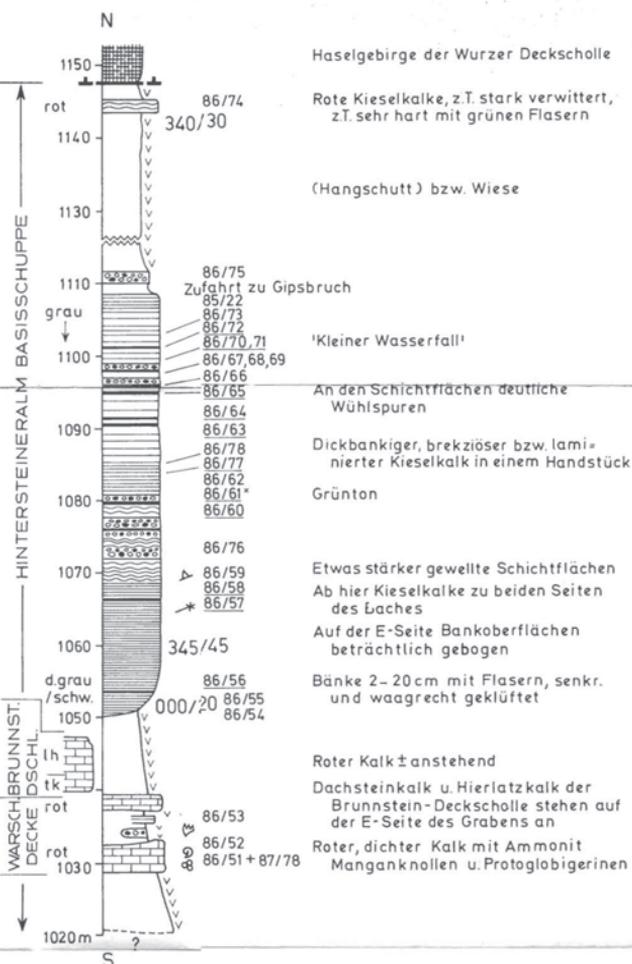
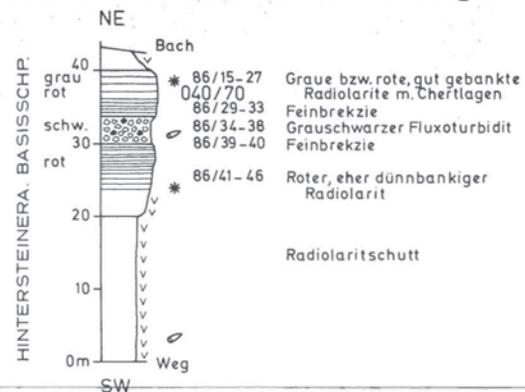
Rutschung

Abrißnische

Profil 1: Radiolarit südl. Unt. Gameringalm

Profil 2: Kieselkalke Erlengraben

F. OTTNER



LITHOLOGIE

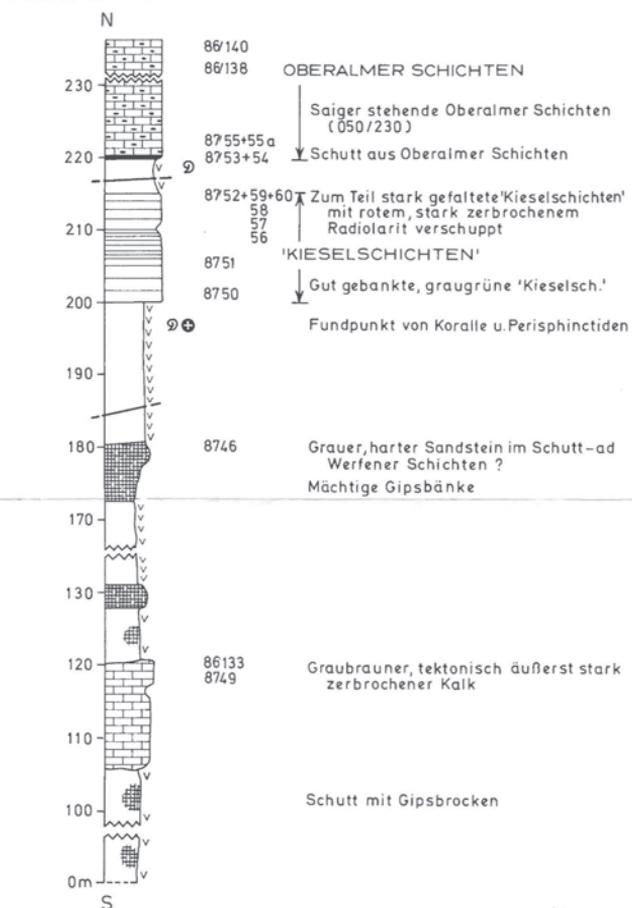
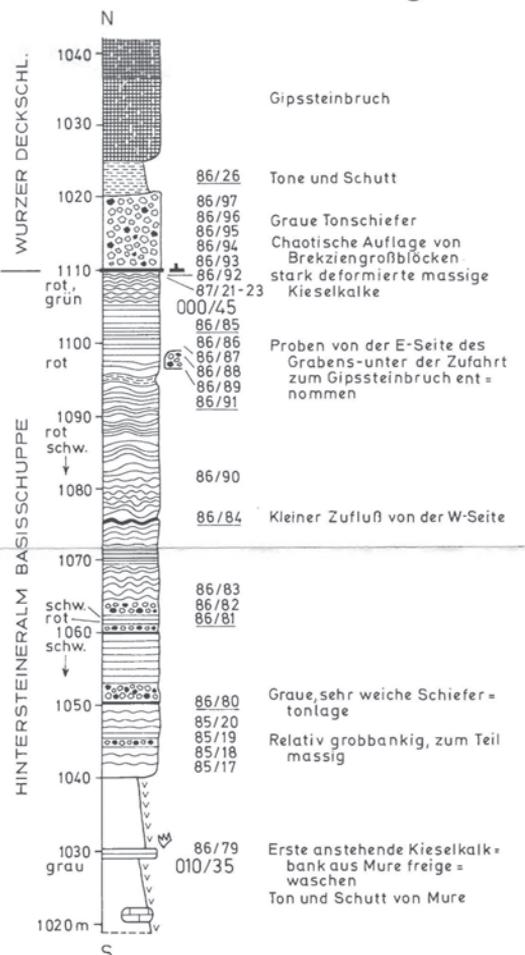
- Gips
- Hornsteinkalk
- diverse Kalke
- Kieselgesteine**
- dünnbankig < 20 cm
- dickbankig > 20 cm
- wellige bis unregelmäßige Schichtflächen
- Ton bzw. Tonzwischenlagen
- Brekzie
- Schutt

BIOGENE

- Ammonit
- Belemnit
- * Radiolarien
- Schwammnadeln
- Fischzähne
- Protoglobigerinen
- Conodonten
- Koralle
- 86/20 Festgesteinsprobe = DS, RDA, HF
- 86/21 Tonprobe = RDA, Tonmin. anal. Schlämmen

Profil 3: Kieselkalke Pfannleitengraben

Profil 4: 'Kieselschichten' / Oberalmer Schichten



**Urgonkalkgerölle aus den Konglomeraten der Lilienfelder Gosau
(Oberkreide; NÖ Kalkvoralpen).**

von

Michael Wagreich und Felix Schlagintweit

ÖK 50 Blatt 56, 74

mit

2 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Tafeln

Schlüsselwörter:

Niederösterreich
Nördliche Kalkalpen
Gosauschichtgruppe
Konglomerate
Urgonkalkgerölle
Mikrofazies

Adresse der Autoren:

Dr. Michael Wagreich
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

Dipl. Geol. Felix Schlagintweit
Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität
Richard Wagner-Straße 10
D-8000 München 2

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	36	S. 147–167	Wien, 1990
---------------------------------------	----	------------	------------

Inhalt

Kurzfassung, Abstract	148
1. Einleitung	148
2. Geologischer Rahmen	149
2.1. Neue Daten zur Altersstellung der Tieferen Gosau von Lilienfeld	151
3. Mikrofazielle Beschreibung der Urgonkalke	151
4. Stratigraphie der Urgonkalke	154
5. Paläogeographische Beziehungen	156
Literatur	158

Kurzfassung

Von den in der basalen Gosau von Lilienfeld auftretenden Urgonkalk-Geröllen werden repräsentativ vier Typen mikrofaziell beschrieben und mit den SMF-Typen des WILSON-Modells korreliert. Mit Hilfe von Benthosforaminiferen und Kalkalgen lassen sich die Gerölle in das Oberapt und Alb einstufen. Auffallende Übereinstimmungen bestehen zu äquivalenten Kalkgeröllen aus der Gosau von Oberwössen (Chiemgau) und dem Florianiberg (Unterinntal). Sie sind jedoch nicht mit den Urgonkalk-Geröllen der Losensteiner Schichten der kalkalpinen Randzone vergleichbar.

Abstract

Four representative microfacies types of clasts of Urgonian-type limestones are described from the basal conglomerates of the Gosau Group of Lilienfeld/Lower Austria (Coniacian-Santonian) and compared with SMF-types of WILSON. Determinations of benthonic foraminifera and calcareous algae give Upper Aptian and Albian ages for the clasts. Similarities exist to equivalent Urgonian-type limestone clasts of the Gosau Group of Oberwössen (Chiemgau) and Florianiberg (Unterinntal). Urgonian limestone clasts of the Losenstein Formation from the northernmost tectonic unit of the Northern Calcareous Alps show greater differences.

1. Einleitung

Kalkalpenfremde, „exotische“ Klastika wurden seit Beginn dieses Jahrhunderts aus kretazischen Schichtkomplexen der Nördlichen Kalkalpen beschrieben (z.B.: AMPFERER & OHNESORGE 1909; AMPFERER 1918). Die Frage nach ihrem Liefergebiet stellt nach wie vor ein nicht widerspruchsfrei gelöstes Problem dar, aber auch einen wichtigen Ansatzpunkt zur Rekonstruktion der Entwicklung des ostalpinen Sedimentationsraumes im Rahmen des altalpidischen orogenetischen Geschehens.

Frühe Bearbeitungen konzentrierten sich auf auffällige nichtkarbonatische Gerölle der Gosaugruppe und der Losensteiner Schichten. Dabei konnten Komponenten saurer und basischer Vulkanite, diverse Metamorphite und Granite festgestellt werden (u.a. AMPFERER & OHNESORGE 1909; AMPFERER 1918; ZEIL 1955;

MÜLLER 1973; LÖCSEJ 1974). Jüngere Untersuchungen belegten aber auch das Auftreten von Karbonatgeröllen in diesen Serien, die in der bekannten Schichtfolge der Kalkalpen keine Entsprechung haben (GAUPP 1980, 1983; HAGN 1982; WEIDICH 1984; SCHLAGINTWEIT 1987). Dabei handelt es sich v.a. um neritische Unterkreidekalke („Urgonfazies“), die aus den Losensteiner Schichten und Brandersfleckschichten der nördlichen Deckeneinheiten der Kalkalpen (GAUPP 1980, 1983), aber auch aus der Unterkreide der Thierseemulde und Gosauvorkommen des Hochbajuvarikums (HAGN 1982; WEIDICH 1984; SCHLAGINTWEIT 1987) beschrieben wurden. Dazu kommen noch weiter umgelagerte tertiäre Vorkommen in Molasseschottern, etwa auch aus dem Gebiet N Salzburg (HAGN 1983, 1985).

Auf Grund dieser Funde im West- und Mittelteil der Kalkalpen lag es nahe, den bisher in dieser Hinsicht weitgehend unbearbeiteten Ostteil genauer auf „exotische“ Karbonatgerölle der Unterkreide zu untersuchen. Einen Ansatzpunkt dafür bot das Gosauvorkommen von Lilienfeld, SE St. Pölten/NÖ mit seinen bekannt exotikareichen Basiskonglomeraten (ERKAN 1973; WAGREICH 1986). Aus diesen Konglomeraten gab es den bisher einzigen Hinweis auf ein orbitolenführendes Kalkgeröll, das nach ERKAN (1970:64; 1973:74) durch A. PAPP in das Alb eingestuft wurde.

Die folgende Arbeit gibt einen ersten Bericht über das Auftreten und die Mikrofazies der bei einer gemeinsamen Geländebegehung der Autoren gefundenen Urgonkalkgerölle. Für eine eingehende Diskussion über die Problematik und mögliche Herleitung dieser Gerölle innerhalb des westlichen Abschnittes der Kalkalpen sei auf SCHLAGINTWEIT (in Vorb.) verwiesen.

2. Geologischer Rahmen

Das Gosauvorkommen von Lilienfeld liegt diskordant der hochbajuvarischen Lunzer Decke auf. Nachgosauisch wurde es von der Reisalpen- und Sulzbachdecke des tirolischen Ötscherdeckensystems überschoben und verfault (NEUBAUER 1949; TOLLMANN 1967; vgl. Abb. 1). Die Schichtfolge der Gosau gliedert sich in vier lithostratigraphische Einheiten (Abb. 1): Über der Tieferen Gosau mit terrestrischen und geringmächtigen marinen Konglomeraten und Sandsteinen liegen diskordant bunte Kalkmergel des Mittel- bis Obercampans (Nierentaler Schichten), eine dolomitreiche Breccienserie, sowie, wieder mit schwach diskordanter Beziehung, eine turbiditische Tiefwasserserie des Maastrichts („Höllgrabenschichten“, FAUPL & WAGREICH 1983; WAGREICH 1986).

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten exotikaführenden Schichten der Basiskonglomerate sind v.a. im Gebiet der Vordereben, SE Lilienfeld mit einer Gesamtmächtigkeit bis 120 m erschlossen (Abb. 1). Es handelt sich um meist rötlich gefärbte Konglomerate einer alluvialen Schwemmfächerfazies mit Übergängen in eine Fan-Delta-Fazies (WAGREICH 1986). Es dominieren schlecht geschichtete bis massige, komponentengestützte Konglomeratbänke. Untergeordnet treten Sandstein- und Pelitzwischenlagen auf. Quarzporphyre und andere nichtkarbonatische Exotika machen z.T. bis zu 20 % des Geröllspektrums aus. Die Schwermineralspektren aus Sandsteinlagen setzen sich aus wechselnden Anteilen von Chromspinell und stabilen Mineralen wie Zirkon und Turmalin zusammen (WAGREICH 1986: Tab. 1).

Die Probenlokalitäten (Abb. 1) der Basiskonglomerate liegen am Weg von der Klo-

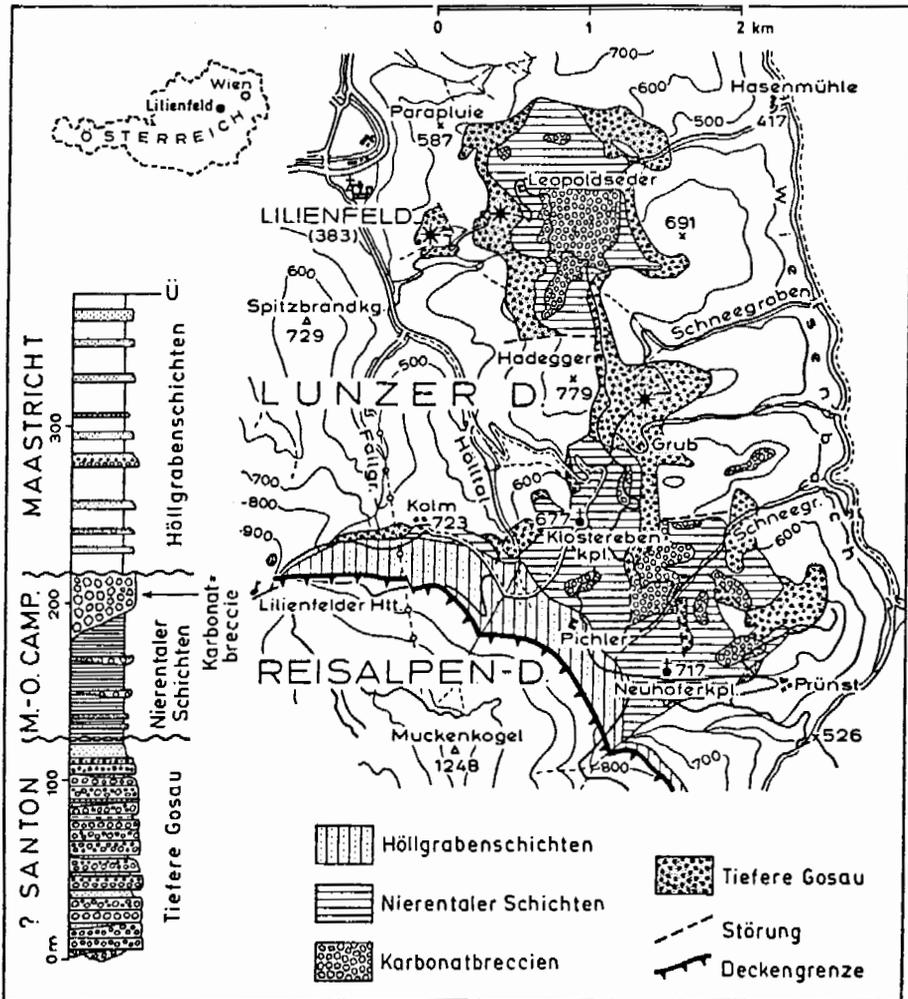


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes, schematische geologische Karte der Gosauschichtgruppe von Lilienfeld mit den bearbeiteten Aufschlüssen (Sternsignatur) sowie einem idealisierten Übersichtsprofil der Gosauschichtgruppe von Lilienfeld, leicht modifiziert nach FAUPL & WAGREICH 1983 und WAGREICH 1986.

sterbenstraße S Lilienfeld, Richtung Wiesenbach, 500 m SE Gehöft Hadegger, und an der Forststraße zum Gehöft Leopoldseher, 1 km SE Lilienfeld. In diesem Bereich wurden auch innerhalb einer Breccienlage der Nierentaler Schichten vermutlich aus den Basiskonglomeraten aufgearbeitete Urgongeröle zusammen mit Quarzporphyren gefunden.

Ähnliche Urgongeröle wie im Bereich von Lilienfeld treten auch in der 15 km östlich gelegenen Fortsetzung der Lilienfelder Gosau im Gebiet Hainfeld/Ramsau in den Exotika-führenden Basiskonglomeraten auf (zur Lokalität Ramsau siehe ERKAN 1973: 80). Darüberhinaus konnten auch in den Quarzporphyr-führenden roten Konglomeraten des Höllensteinzuges bei Kaltenleutgeben, W Wien, derartige Geröle ge-

funden werden. Diese Konglomerate wurden allerdings zuletzt auf Grund ihres Auftretens zusammen mit Iruvienkalken und Sandsteinen ohne genauere Altershinweise dem Turon zugerechnet (vgl. z. B. ERKAN 1973:41 f.).

2.1. Neue Daten zur Altersstellung der Tieferen Gosau von Lilienfeld

Das Alter der alluvial-terrestrischen Basiskonglomerate, aus denen der Großteil der untersuchten Proben stammt, ist naturgemäß nur schwer einzugrenzen. Bisher gab es mit Hilfe von Foraminiferen, zumeist aus den überlagernden marinen Schichten, Hinweise auf Coniac–Santon (OBERHAUSER 1963; WAGREICH 1986) bis tiefes Obercampan (ERKAN 1973:72). ERKAN (1973) schloß auf Grund des von ihm angenommenen Campanalters auf ein überregional verbreitetes „Lilienfelder“-Konglomeratniveau im tiefen Obercampan.

Ein neu beprobtes Profil innerhalb der die alluvialen Konglomerate überlagernden marinen Sandsteine (Weg 1 km SE Lilienfeld, 680 m SH) konnte mit Nannofossilien eingestuft werden. Lithologisch handelt es sich um einen etwa 10 m mächtigen Übergang von grauen, geröllführenden Sandsteinen über mergelige Feinsandsteine zu siltig-sandigen, harten, grauen Mergeln mit Echinodermenspat (vgl. WAGREICH 1986:26). Nannofossilproben aus dem hangenden Abschnitt dieser noch zur Tieferen Gosau zu zählenden Serie führten folgende Nannoflora:

- Calculites ovalis* (STRADNER, 1963) PRINS & SISSINGH, 1977
- Eiffellithus eximius* (STOVER, 1966) PERCH-NIELSEN, 1968
- Eiffellithus turriseiffellii* (DEFLANDRE & FERT, 1954) REINHARDT, 1965
- Lithastrinus* sp.
- Lucianorhabdus* cf. *cayeuxii* DEFLANDRE, 1959
- Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT, 1966
- Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954)
DEFLANDRE, 1959
- Ottavianus giannus* RISATTI, 1973

Diese Nannoflora belegt ein Coniac–Santon-Alter, wobei tieferes Santon nach dem Auftreten von *L. cf. cayeuxii* DEFLANDRE, 1959 wahrscheinlich ist. Der Formenkreis um die Campanleitform *Broinsonia parca* (STRADNER, 1963) BUKRY, 1969 fehlt.

Somit ist entgegen ERKAN (1973) ein Campanalter für die Basiskonglomerate von Lilienfeld auszuschließen. Die von ERKAN (1973:72) genannte Campanfauna aus ockerbraunen und rötlichen Mergeln unterhalb der Basiskonglomerate dürfte eher aus Nierentaler Schichten stammen. Eigene Probenaufsammlungen aus Pelitlagen im Liegenden der Basiskonglomerate lieferten jedenfalls keine Mikrofaunen oder Nannofloren.

3. Mikrofazielle Beschreibung der Urgonkalke

Aus dem Gosauvorkommen von Lilienfeld werden vier Urgonkalk-Mikrofaziestypen (MF-Typen), benannt nach den Klassifikationen von DUNHAM (1962) und FOLK (1962), repräsentativ vorgestellt. Die bisher in Lilienfeld gefundenen Fazies-

typen lassen sich ohne Ausnahme mit den im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen auftretenden Urgonkalkgeröllen vergleichen, deren Bearbeitung eine Vielzahl verschiedener Faziestypen erbrachte (SCHLAGINTWEIT, in Vorb.).

Die in den Urgonkalken auftretenden Foraminiferen bzw. Foraminiferen-Assoziationen gestatten auf Grund ihrer Präferenz für bestimmte Habitate die Ausscheidung einzelner Paläomilieus (ARNAUD-VANNEAU 1979; ARNAUD-VANNEAU & DARSAC 1984). Zusammen mit textuellen Eigenschaften können somit charakteristische Mikrofaziestypen definiert werden.

Die gefundenen MF-Typen lassen sich bestimmten Ablagerungsräumen im Vergleich mit Faziesverteilungen gut bearbeiteter Urgonvorkommen, vor allem Südfrankreichs (CONRAD 1969; MASSE 1976; ARNAUD-VANNEAU 1980) und Nordspaniens (N'DA 1984; REITNER 1987) zuordnen und können auch mit den 9 Fazieszonen und den 24 Standardmikrofaziestypen (SMF) des Wilson-Modells korreliert werden. Die Anwendbarkeit des WILSON-Schemas beruht auf der Ähnlichkeit des Aufbaus unterkretazischer Urgon-Plattformen mit dem allgemeinen Plattformmodell (RAT & PASCAL 1979:389). MASSE (1977:323) vergleicht etwa das Urgon Südfrankreichs mit aktuellen Karbonatplattformen der Bahamas und des Persischen Golfs; CARANNANTE & SIMONE (1987) weisen die Urgonfazies einem "open tropical shelf" zu. Gegen ein Rampenmodell, wie es beispielsweise bei den mittelkretazischen Rudistenriffen von Texas angewendet wird (SCOTT 1979; BEBOUT et al. 1983), sprechen das Auftreten allodapischer Urgonkalke im westlichen Bereich (HAGN, 1982; HARLOFF 1989), die bei dem schwachen Paläogefälle einer Rampe generell fehlen sollten.

MF-Typ 1 Mesorbitolinen-wackestone bis packstone / Biopelmikrit

(Taf. 1, Abb. 1)

B e s c h r e i b u n g : In einer bioturbaten, überwiegend mikritischen Kalkschlamm-Matrix liegen die Schalenfragmente von Rudisten und zahlreiche Gehäuse von *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER), die mitunter Schwammrhexen agglutiniert haben. Erstere sind häufig allseitig von dem Problematikum *Bacinnella irregularis* RADOICIC/ *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT inkrustiert. Die in der Matrix auftretenden, strukturlosen Peloiden weisen eine Größe von 0,05 mm bis 0,2 mm auf und heben sich aufgrund ihrer dunkleren Färbung vom umgebenden Sediment ab.

Die Foraminiferendichte ist mit 30–50 Exemplaren/cm² relativ hoch und verteilt sich auf Textulariina (72 %), Miliolina (27 %) und Rotaliina (1 %). Hervorzuheben sind vor allem *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Mayncina bulgarica* LAUG, PEYBERNES & REY, *Charentia cuvillieri* NEUMANN, *Glomospirella* sp. a N'DA und selten *Cuneolina pavonia parva* HENSON. Auffallend sind ferner großwüchsige (bis über 2 mm messende) Foraminiferen mit globalveolärer Wandstruktur, die, bei geringem Zementanteil, vor allem Peloiden und Kleinforaminiferen zum Aufbau ihrer Gehäusewand verwenden.

Kalkalgen sind selten und nur durch die „Spiculae“ von Acicularien und die knollig-büscheligen Thalli von *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN) vertreten.

I n t e r p r e t a t i o n : Der MF-Typ 1 entspricht dem SMF-9 (bioclastic wackestone) der einen offenen Plattformbereich (Schelflagune) anzeigt (WILSON 1975). Die Nähe zur äußeren Plattform wird durch die Schwammrhexen-Agglutination der

Orbitolinen angezeigt, die nach REITNER (1987:206) typisch für äußere Plattformbereiche ohne deutlichen terrigenen Einfluß ist.

Wenn auch stratigraphisch etwas jünger, so läßt sich der MF-Typ 1 gut mit dem „Biopelmicrite à foraminifères“ von CONRAD (1969:MF-21) aus dem Urgon der Umgebung von Genf vergleichen. Aufgrund des mikrofaziellen Erscheinungsbildes sowie des charakteristischen gemeinsamen Vorkommens von *S. minuta* (HOFKER) und großen, agglutinierenden Foraminiferen stellt der vorliegende Gerölltyp Ablagerungen in lagunären, internen Plattformbereichen nahe zur externen Plattform dar (ARNAUD-VANNEAU 1979: Paläomilieu 9, Taf. 2, Abb. 1). In ihrer mikrofaziellen Ausbildung identische Gesteine werden von SCOTT (1979) als „Mollusk-Miliolid-Orbitolinid Wackestone“ aus mittelkretazischen Rudistenriff-Komplexen des „Mural Limestone“ von Arizona beschrieben.

MF-Typ 2 Grainstone mit sandschaligen Foraminiferen/Biosparit (Taf. 1, Abb. 2)

B e s c h r e i b u n g : Dieser Faziestyp ist durch das Vorherrschen 2- und 3-zeiliger Sandschaler (Textulariidae, Ataxophragmiidae) in einem Grainstonegefüge gekennzeichnet. Das Korngrößenspektrum der Komponenten liegt, bei relativ guter Sortierung, zwischen 0,05 und 0,75 mm. Im Zwickelraum zwischen den Komponenten tritt mitunter Pyrit auf.

Die Foraminiferengesamtfaua mit 20–40 Exemplaren/cm² setzt sich zusammen aus Textulariina (84 %), Miliolina (14 %) und Rotaliina (2 %). Charakteristisch sind besonders Vertreter der Gattung *Meandrospira* mit *M. bancilai* NEAGU und *M. washitensis* LOEBLICH & TAPPAN, seltener *Spirillina* sp.; Orbitolinen fehlen in diesem Faziestyp vollkommen.

Häufig finden sich kleinere Thallusfragmente der Rotalge *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE; Reste des Mikroproblematikums *Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER sind vorhanden.

I n t e r p r e t a t i o n : Der MF-Typ 2 entspricht dem SMF-2 (Microbioclastic calcisiltite) der Fazieszone 3 (Lower Slope Environment) bei WILSON (1975). Nach dem genannten Autor sind den Talus abwärts gerichtete Strömungen für das „winnowing“ der Mikritmatrix und die resultierende Grainstonetextur verantwortlich. Die auftretenden Rotalgenreste und das Mikroproblematikum *K. socialis* sind typisch allochthone Florenelemente, die von rezifalen Faziestypen der externen Plattformbereiche eingeschwemmt wurden. Für das Ablagerungsmilieu ist die „partie inferieure du Talus“ anzugeben (ARNAUD-VANNEAU 1979: Paläomilieu 3). Einen identischen MF-Typ bilden ARNAUD-VANNEAU & DARSAC (1983: Taf. 1) als „biosparite fine à petits Foraminifères“ ab. Als Ablagerungsraum geben sie den externen Talus an (= Outer slope; milieu circalittoral der französischen Literatur).

MF-Typ 3 Grainstone mit Ooiden/Biosparit (Taf. 1, Abb. 3)

B e s c h r e i b u n g : In einer überwiegend sparitischen, z.T. mikrosparitischen Matrix (um 40 Vol.%) liegen bei mäßiger Sortierung und Rundung Bioklasten von Molluskenschalen, Dasycladaceen (Gattungen *Neomeris* und *Triploporella*), Bryozoen, Gastropoden und Echinodermen die von einer 1- bis 2-schichtigen Ooidhülle (Dicke um 0,04 mm) umgeben sind. Die Mikrofauna ist stark verarmt (5–10 Foraminife-

ren/cm²) und vor allem durch sessile Miliolidschaler (81 %), wenige Sandschaler (4 %), darunter *Rheopax ? giganteus* ARNAUD-VANNEAU, und Kalkschaler (5 %) der Gattung (*Neo-*) *Trocholina* vertreten. Die wenigen Orbitolinen haben Quarz und das Schwermineral Chromspinell in ihre Kammerböden eingebaut, während die Grundmasse nahezu rein karbonatisch ist.

Interpretation: Der MF-Typ 3 läßt sich dem SMF-15 (ooid grainstone) zuordnen, besitzt aber auch mikrofaziale Merkmale des SMF-11 (coated bioclasts in sparite). Der Ablagerungsraum stellt exponierte Kalksandbarren im Bewegtwasserbereich der äußeren Lagune dar (shoal environment in agitated water. WILSON 1975). Die kantengerundeten größeren Bioklasten, sowie die Reste einer mikrosparitischen Matrix lassen auf ein nicht ständig hochenergetisches Milieu schließen.

Der MF-3 entspricht in etwa den "sables oolitiques" von ARNAUD-VANNEAU (1979: Paläomilieu 5). Von den vielen in der Literatur abgebildeten, äquivalenten Faziestypen sei als Beispiel der „Repräsentative Faziestyp 27: Biosparit mit rekristallisierten Biogenen“ von BOLLINGER (1988: Taf. 9, Abb. 4) aus dem Helvetischen Schrottenkalk genannt.

MF-4 Bioklastischer Orbitolinen grainstone bis rudstone/Biosparit (Taf. 1, Abb. 4)

Beschreibung: Das Gestein zeichnet sich durch relativ dichtgepackte fragmentierte und abgerollte Bioklasten, besonders Gehäuse von Orbitolinen und Rudistenschalen in einer sparitischen Grundmasse aus. Hinzu treten Echinodermen, Bryozoen, Rotalgen mit *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE, *Solenopora urgoniana* PFENDER, *Kymalithon belgicum* (FOSLIE) LEMOINE & EMBERGER, *Pseudolithothamnium album* PFENDER, *Parakymalithon phylloideum* (BUCUR & DRAGASTAN), die Mikroproblematika *Pienina oblonga* BORZA & MIŠÍK und *Coptocampylodon fontis* PATRULIUS und vereinzelt auch Reste von Gerüstbildnern. Grünalgen sind selten mit Acicularien und *Boueina hochstetteri* TOULA. Die Foraminiferen (15–30 Exemplare/cm²) sind präsent mit Textulariina (86 %), Miliolina (10 %) und Rotaliina (3 %). Letztere sind nur durch im Nabelbereich stark verdickte Gehäuse von *Involutina* sp. („*Hensonina*“ *lenticularis* (HENSON)) vertreten.

Interpretation: Nach dem WILSON-Schema ist der MF-Typ 4 mit dem SMF-11 der Fazieszone 6 zu korrelieren. Die Nähe zu patch-reef-Bereichen wird durch die Gerüstbildner und die Rotalgen angezeigt. Die Unterschiede zum MF-Typ 3 liegen neben dem Fehlen der Ooidhüllen vor allem in dem diversen Biogenanteil und einer deutlich individuen- und artenreicheren Mikrofauna (z.B. Häufigkeit von Orbitolinen). *Involutina* sp. (= „*Hensonina*“ *lenticularis* (HENSON)) ist nach REITNER (1987: 206) ein guter Indikator für höherenergetische Faziestypen.

Einen vergleichbaren Faziestyp bilden GRIFFITH et al. (1969: Fig. 28) als "Back-reef skeletal sand" aus der Mittelkreide von Texas ab.

4. Stratigraphie der Urgonkalke

Die altersmäßige Einstufung der beschriebenen Gerölle erfolgt mit benthonischen Foraminiferen und Kalkalgen; die auftretenden Mikroproblematik zeigen zwar wie in

Tabelle 1: Auftreten der Foraminiferen, Kalkalgen und Mikroproblematika in den beschriebenen Gerölltypen (X = vorhanden, - = fehlt, ? = fraglich), die Probennummern entsprechen den vier ausgeschiedenen Mikrofaziestypen).

	Proben Nr.	1	2	3	4
FORAMINIFEREN					
Orbitolinen		X	-	-	X
<i>Orb. (Mesorb.) texana</i>		X	-	-	?
<i>S. minuta</i>		X	-	-	-
<i>M. bulgarica</i>		X	-	-	-
<i>Ch. cuvillieri</i>		X	-	-	X
<i>C. pavonia parva</i>		X	-	-	?
<i>Glomospirella</i> sp.		X	-	-	-
<i>M. washitensis</i>		-	X	-	?
<i>M. bancelai</i>		-	X	-	X
<i>R. ? giganteus</i>		-	-	X	?
<i>Involutina</i> sp. („H.“ <i>lenticularis</i>)		-	-	-	X
(Neo-) Trocholinen		-	-	X	-
KALKALGEN					
<i>A. cretacea</i>		?	X	-	X
<i>P. phylloideum</i>		-	?	-	X
<i>K. belgicum</i>		-	X	-	X
<i>S. urgoniana</i>		-	-	-	X
<i>P. album</i>		-	-	-	X
Dasycladaceen		-	-	X	?
Acicularien		X	-	-	X
<i>B. hochstetteri</i>		-	-	-	X
<i>R. lissaviensis</i>		X	-	-	-
MIKROPROBLEMATIKA					
<i>P. oblonga</i>		-	-	?	X
<i>C. fontis</i>		-	-	-	X
<i>K. socialis</i>		-	X	-	X
<i>Bacinella / Lithocodium</i>		X	-	-	X

Tabelle 2: Biostratigraphie der Urgonkalke mit Foraminiferen und Kalkalgen nach POIGNANT (1981), AZEMA et al. (1979), REY et al. (1977), SCHROEDER & NEUMANN (1987), MOUTY & SAINT-MARC (1980) u.a.

	BAR.	APT	ALB
	U O	U O	U M O
<u>Foraminiferen</u>			
<i>Orbitolina (Mesorb.) texana</i>		—	—
<i>Involutina</i> sp. = <i>Hensonina lenticularis</i>		—	— ?
<i>Cuneolina pavonia parva</i>		—	— →
<i>Neotrocholina fribourgensis</i>	—	—	
<u>Kalkalgen</u>			
<i>Solenopora urgoniana</i>		—	
<i>Agardhiellopsis cretacea</i>			— →

den obertriadischen Riff- und Plattformkarbonaten eine ausgeprägte Faziesabhängigkeit, sind aber aufgrund einer zu großen Reichweite stratigraphisch wertlos: z.B. *Koskinobullina socialis* (Bathon—Cenoman, CHERCHI & SCHROEDER 1985) oder *Pienina oblonga* (Barreme—Paleozän, BORZA & MISIK 1976).

Den größten Leitwert für die Biostratigraphie von Urgonkalken besitzen zweifelsohne die Orbitolinen, die die Ausscheidung einzelner Orbitolinen-Biozonen ermöglichen (z.B. SCHROEDER 1964, 1975). In den kalkalpinen Urgonkalken sind die Orbitolinen nur mit wenigen Arten vertreten und oftmals steht auch ihr schlechter Erhaltungszustand einer exakten artlichen Determination im Wege. Aus diesem Grunde können die Gerölle mitunter nur recht grob eingestuft werden. Mit dem Erstauftreten bestimmter anderer Benthosforaminiferen, die zwar häufig bis in die Oberkreide persistieren, läßt sich jedoch in einigen Fällen ein Mindestalter angeben, das in Verbindung mit der Kenntnis, daß die in den Gosaukonglomeraten auftretenden allochthonen Unter- und Mittelkreidegerölle ausschließlich bis in das obere Alb/? untere Cenoman reichen (SCHLAGINTWEIT, in Vorb.), eine weitere Einschränkung ergibt (Tab. 1 und 2).

Eine Datierung älter als Oberapt ließ sich an keinem der untersuchten 30 Gerölle mit Sicherheit nachweisen. Ein schlecht erhaltenes Exemplar einer orbitoliniden Großforaminifere, die sich mit Vorbehalt als *Dictyoconus arabicus* HENSON ansprechen läßt, würde auf Oberbarreme bis tieferes Unterapt hinweisen (vgl. SCHROEDER & CHERCHI 1979) wohin auch die Art *Neotrocholina fribourgensis* GUILLAUME & REICHEL passen würde. Jedoch ist zum einen die Bestimmung der Vertreter dieses Genus nicht immer eindeutig durchzuführen und zum anderen werden in der Literatur recht unterschiedliche Reichweiten der einzelnen Arten angegeben, so daß sich mit dem Auftreten von *N. fribourgensis* lediglich ein Alb-Alter ausschließen läßt.

Der überwiegende Teil der Gerölle besitzt ein Oberapt-Alter; trotz des Fehlens eines geeigneten Markers für die Apt-/Alb-Grenze ist, zumindest für einen Teil der Gerölle, ein Alb-Alter anzunehmen. Um den stratigraphischen Gesamtumfang der allochthonen neritischen Unterkreidekalke der Lilienfelder Gosau anzugeben, reicht das untersuchte Geröllmaterial jedoch nicht aus.

5. Paläogeographische Beziehungen

Vorkommen ortsfremder — und daher exotischer — Urgonkalke sind in den letzten 10 Jahren aus verschiedenen kretazischen und tertiären Schichtgliedern im westlichen bis mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen, vor allem im Bereich des Unterinntales, bekannt gemacht worden (vgl. Abb. 2).

Die Urgonkalkgerölle der Lilienfelder Gosau zeigen auffallende Ähnlichkeiten vor allem mit den Geröllen der Gosauvorkommen von Oberwössen/Kössen und des Florianiberges. Die Mikrofaunen und Mikroflora sowie das Auftreten mehrerer Mikrofaziestypen, aber auch die Chromspinellführung der Gerölle, stimmen sehr gut überein. Der Anteil von Urgonkalken am Geröllspektrum der beiden Lokalitäten liegt zwischen 3 % und 15 % und bewegt sich auch für die Lilienfelder Konglomerate in diesem Rahmen. Auch die maximalen Geröllgrößen (Florianiberg: 25 cm; Oberwössen/Kössen: 35 cm; Lilienfeld: 25 cm) sind vergleichbar. Auffallend ist jedoch der signifikant höhere Anteil exotischer Quarzporphyre in der Gosau von Lilienfeld,

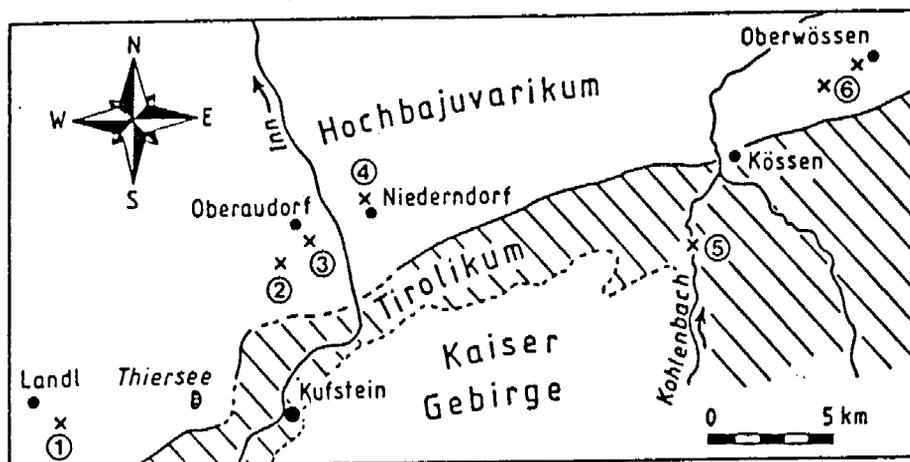


Abb. 2: Vorkommen resedimentierter Urgonkalke im Mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen nach 1. HAGN (1982), HARLOFF (1989); 2. ALLERSMEIER (1981), HAGN (1985); 3. WEIDICH (1984); 4. HAGN (1982); 5. ALLERSMEIER (1981); 6. SCHLAGINTWEIT (1987).

die auch mit maximal 27 cm deutlich größer sind als diejenigen am Florianiberg mit max. 8 cm. Nicht unerwähnt bleiben sollte das Auftreten von Oberjura-Flachwasserkalken in Plassenkalk-Fazies in der Lilienfelder Gosau (bis 15 cm Gerölldurchmesser). Sie kommen zwar auch am Florianiberg und Oberwössen/Kössen vor, sind aber dort deutlich kleiner (bis 5 cm) und sehr viel seltener. Bei diesen Geröllen handelt es sich um mikritische Kalke mit den Foraminiferen *Parakilianina rahonensis* (FOURY & VINCENT), *Kurnubia* ex. gr. *palastiniensis* HENSON und den Kalkalgen *Clypeina jurassica* FAVRE und *Salpingoporella annulata* (CAROZZI). Aufgrund ihrer Mikrofazies entsprechen sie dem Typus des „Mikritischen Plassenkalks“ sensu STEIGER & WURM (1980).

Von den in den Losensteiner Schichten der kalkalpinen Randzone auftretenden und erstmalig von GAUPP (1980) beschriebenen Urgonkalken unterscheiden sich die hier beschriebenen Gerölle in ihrem, wenn auch in unterschiedlichen Mengen stets präsenten Klastikagehalt, den größeren Geröllgrößen und der Mikrofazies. Während in den Konglomeraten der Losensteiner Schichten mikritische Faziestypen interner Plattformbereiche die häufigsten Gerölltypen darstellen, sind diese in den Gosaukonglomeraten ausgesprochen selten anzutreffen. Vor allem aber ist in den Urgonkalken der Losensteiner Schichten eine vollkommen andere Orbitolinen-Vergesellschaftung festzustellen. Gerade die Vertreter der Familie Dictyoconinae (= Orbitolinidae mit einfach gebautem Embryonalapparat) zeigen oftmals einen ausgeprägten Endemismus (Bioprovinzen) und lassen sich daher mit ihrem Auftreten bzw. Fehlen in paläogeographische Überlegungen und Rekonstruktionen miteinbeziehen (z.B. PÉLISSIE et al. 1982; BASSOULLET et al. 1985; MOULLADE et al. 1985). So herrschen unter den „primitiven“ Orbitoliniden der Losensteiner Urgonkalke die Gattungen *Orbitolinopsis* SILVESTRI und *Paracoskinolina* MOULLADE mit mehreren Arten vor. Beide Genera konnten bislang in keinem der untersuchten Urgonkalkgerölle der Gosaukonglomerate nachgewiesen werden (SCHLAGINTWEIT in Vorb.) und treten auch in Lilienfeld nicht auf.

Auch ist das Geröllgesamtspektrum der Losensteiner Schichten, vor allem was die Exotika betrifft (e.g. ZEIL 1955; LÖCSEJ 1974; MÜLLER 1973), nicht vereinbar mit demjenigen der basalen Gosau, wie es bei einer Mehrfachumlagerung im Sinne von LEISS (1988) zu erwarten wäre.

Zur Interpretation der Herkunft der Urgonkalke in der Lilienfelder Gosau bieten sich zwei konträre paläogeographische Modelle an. Nach bisheriger Meinung sind diese Gerölle von einem nördlich der Kalkalpen gelegenen Liefergebiet zu beziehen, analog den exotischen Quarzporphyrgeröllen (WAGREICH 1986). Einen Hinweis darauf geben die spärlichen Paläoströmungsdaten aus Sandsteinlagen innerhalb der Konglomeratserie (7 Messungen, Vektormittel gegen 112 Grad), die eher auf einen Antransport aus W bis NW schließen lassen. Dagegen spricht die unterschiedliche Fazies der Urgonkalke der Losensteiner Schichten sowie der Vergleich mit der paläogeographischen Situation im Mittelteil der Kalkalpen mit einem durchgehenden Tiefwasserbereich nördlich der hochbajuvarischen Gosauvorkommen (WEIDICH 1984, 1987).

Das zweite mögliche Modell geht dagegen in Analogieschluß zum Mittelteil der Kalkalpen von einem internen Liefergebiet (südliches Hochbajuvarikum bzw. nördliches Tirolikum) aus (HAGN 1982; WEIDICH 1984, 1987; SCHLAGINTWEIT in Vorb.). Aufgrund der deckentektonischen Position der Lilienfelder Gosau auf dem südlichen Hochbajuvarikum und der vergleichbaren Mikrofazies wären diese Gerölle von einem südlich gelegenen Liefergebiet in ähnlicher tektonischer Stellung wie im Unterinntaler Raum zu beziehen. Allerdings gibt es dafür bisher keine Belege in Form von Paläoströmungsdaten aus Gosaubasiskonglomeraten.

Die einstige Ablagerung von Urgonkalcken auf einem nördlich der Kalkalpen gelegenen Hochgebiet, das die Gerölle der Losensteiner Schichten lieferte (GAUPP 1980), wird dabei nicht angezweifelt, denn wie GAUPP (1983: 163) schon feststellte, waren „Rekurrenzen der Malm- und Unterkreide-Flachwasserkarbonatfazies . . . selbstverständlich überall dort gegeben, wo die bathymetrischen und paläogeographischen Verhältnisse dies erlaubten“.

Literatur

- ALLERSMEIER, C. (1981): Geröllbestand und Entstehung des inneralpinen Ober-eozäns im Gebiet von Kössen (Tirol) und Oberaudorf (Oberbayern). – Diss. TU München: 1–77, München.
- AMPFERER, O. (1918): Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik Niederösterreichischer Gosau-Ablagerungen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 96, 1–56, Wien.
- & OHNESORGE, T. (1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. – Jb. geol. Reichsanst., 59, 289–332, Wien.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1979): Répartition de la microfaune benthique dans les différents paléomilieus urgoniens. – Géobios, Mém. spéc., 3, 255–275, Lyon.
- (1980): L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse. – Géol. alpine, Mém., 11 (3 Bände), 1–874, Grenoble.
- & DARSAC, C. (1984): Caractères et évolution des peuplements de Foraminifères benthiques dans les principaux biotopes des plates-formes carbonatées du Crétacé

- inférieur des Alpes du Nord (France). — Géobios. Mém. spéc., 8, 19–23, Lyon.
- AZEMA, J., CHABRIER, G., CHAUVE, P. & FOURCADE, E. (1979): Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique et le Crétacé du Nord-ouest d'Ibiza (Baléares, Espagne). — Geol. Romana, 18, 1–21, Rom.
- BASSOULLET, J.-P., FOURCADE, E. & PEYBERNÈS, B. (1985): Paléobiogéographie des grands Foraminifères benthiques des marges néo-téthysiennes au Jurassique et au Crétacé inférieur. — Bull. géol. Soc. France, (8) t. 1(5), 699–713, Paris.
- BEBOUT, D.G. & LOUCKS, R.G. (1983): Lower Cretaceous Reefs, South Texas. — [In:] SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Hrsg.): Carbonate Depositional Environments, 441–444, Tulsa.
- BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian. Drusberg-, Mittagsspitz- und Schrattenkalk-Formation in Vorarlberg und Allgäu. — Mitt. Geol. Inst. Eidg. TH & Univ. Zürich, N.F., 259a, 1–136, Zürich.
- BORZA, K. & MIŠÍK, M. (1976): *Pienina oblonga* n. gen., n. sp. aus kretazischen und paläogenen Kalken der Westkarpaten. — Geol. Zborn. Slov. akad. vied., 27(1), 65–77, Bratislava.
- CARANNANTE, G. & SIMONE, L. (1987): "Temperate" versus "tropical" Cretaceous carbonate platforms in Italy. — Rend. Soc. Geol. It., 9(1986), 153–156, Rom.
- CONRAD, M.A. (1969): Les calcaires urgoniens de la région entourant Genève. — Ecl. Geol. Helv., 62(1), 1–79, Basel.
- CHERCHI, A. & SCHROEDER, R. (1985): *Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER, 1979, a colonial microfossil incertae sedis (algae ?) from Jurassic — Cretaceous of the mediterranean region. — Boll. Soc. Paleont. Ital., 23(2), 361–374, Modena.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — AAPG Mem., 1, 108–121, Tulsa.
- ERKAN, E. (1970): Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 154 S., Wien.
- (1973): Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges., 65, 33–108, Wien.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1983): Bericht über Studien in der Gosau bei Lilienfeld/Niederösterreich (Östliche Kalkalpen). — Jber. Hochschulschwerpkt. S-15, 1982, 145–159, Graz.
- FOLK, R.C. (1962): Spectral subdivision of Limestone types. — AAPG Mem. 1, 62–84, Tulsa.
- GAUPP, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteiles der Nördlichen Kalkalpen. — Diss. TU München, 1–282, München.
- (1983): Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). — Zitteliana, 10, 155–171, München.
- GRIFFITH, L.S., PITCHER, M.G. & RICE, G.W. (1969): Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous Reef Complex. — SEPM Spec. Publ., 14, 120–138, Tulsa.
- HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). — Mitt. Bayer. Staatssl. Paläont. hist. Geol., 22, 117–135, München.

- (1983): Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtbergsschotter (Ottngang–Subalpine Molasse) N Salzburg. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 23, 125–150, München.
- (1985): Tertiär von Oberaudorf. – [In:] WOLFF, H. (Hrsg.): Erläuterungen Geol. Karte Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 8338 Bayrischzell, 100–113, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- HARLOFF, J. (1989): Neue Fundstellen allodapischer Kalke in der Unterkreide der Thierseemulde (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 29 (in Druck).
- LEISS, O. (1988): Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens und der Biofazies durch evolutive orogenetische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen am Beispiel von Gosauvorkommen (Coniac–Santon). – Documenta naturae, 43, 1–95, München.
- LÖCSEJ, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – Jb. Geol. B.-A., 117, 17–54, Wien.
- N'DA, L. V. (1984): Urgonien des Pyrénées Occidentales. Synthèse paléocéologique, micropaléontologique et paléogéographique. – Thèse Univ. Pau, 1–317, Pau.
- MASSE, J.-P. (1976): Les calcaires urgoniens de Provence, Valanginien–Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. – Thèse Univ. Aix-Marseille, 1–445, Marseille.
- (1977): Les constructions à Madrépores des calcaires urgoniens (Barrémien–Bédoulien) de Provence (SE de la France). – Mém. B.R.G.M., 89, 322–335, Paris.
- MOULLADE, M., PEYBERNÈS, B., REY, J. & SAINT-MARC, P. (1985): Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of Early and Mid-Cretaceous Mesogean orbitolinids (Foraminiferida). – Journ. Foram. Res., 15(3), 149–158, Lawrence.
- MOUTY, M. & SAINT-MARC, P. (1980): Le Crétacé moyen du Massif Alaouite (NW Syrie). – Cah. Micropaléont., 3, 55–69, Paris.
- MÜLLER, K. (1973): Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol. Rdsch., 62, 54–96, Stuttgart.
- NEUBAUER, W. (1949): Geologie der nordöstlichen Kalkvoralpen um Lilienfeld. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 1(1), 1–44, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., 106, 1–88, Wien.
- PÉLISSIE, T., PEYBERNÈS, B. & REY, J. (1982): Tectonique des plaques et paléobiogéographie des grands Foraminifères benthoniques et des Algues calcaires du Dogger à l'Albien sur le pourtour de la Mésogée. – Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXIV(5–6), 1069–1076, Paris.
- POIGNANT, A.-F. (1981): Les Algues calcaires au Crétacé Moyen. – Cret. Res., 2, 405–408, London.
- RAT, P. & PASCAL, A. (1979): De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens. – Geobios, Mem. spec., 3, 385–399, Lyon.
- REITNER, J. (1987): Mikrofazielle, palökologische und paläogeographische Analyse ausgewählter Vorkommen flachmariner Karbonate im Basko-Kantabrischen Strike Slip Fault-Becken-System (Nordspanien) an der Wende von der Unterkreide zur Oberkreide. – Documenta naturae, 40, 1–239, München.
- REY, J., BILOTTE, M. & PEYBERNÈS, B. (1977): Analyse biostratigraphique et pa-

- léontologique de l'Albien d'Estremadura (Portugal). — *Géobios.*, 10(3), 369–393, Lyon.
- SCHLAGINTWEIT, F. (1987): Allochthone Urgon-Kalke aus Konglomeraten der basalen Gosau (Coniac) von Oberwössen (Chiemgau/Nördliche Kalkalpen). — *Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol.*, 27, 145–158, München.
- (in Vorb.): Allochthone Urgonkalke im Mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Paläogeographie. — *Diss. Univ. München.*
- (in Vorb.): Über einige interessante Kalkgerölle aus den Losensteiner Schichten der Typlokalität (Oberösterreich/Nördliche Kalkalpen).
- SCHROEDER, R. (1964): Orbitoliniden-Biostratigraphie des Urgons nordöstlich von Terquel (Spanien). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 8, 462–474, Stuttgart.
- (1975): General evolutionary trends in Orbitolinas. — *Rev. Espan. Micropaleont., Numero Espec. enero*, 117–128, Madrid.
- & CHERCHI, A. (1979): Upper Barremian–Lowermost Aptian orbitolinid foraminifera from the Grand Banks continental rise, northwestern Atlantic (DSDP Leg. 43, Site 384). — *Init. Rep. DSDP*, 43, 575–583, Washington.
- SCHROEDER, R. & NEUMANN, M. (Hrsg.) (1985): *Les grands Foraminifères du Crétacé Moyen de la région méditerranéenne.* — *Géobios Mém. spéc.*, 7, 1–160, Lyon.
- SCOTT, R.W. (1979): Depositional model of Early Cretaceous Coral-Algal-Rudist Reefs, Arizona. — *AAPG Bull.*, 63(7), 1108–1127, Tulsa.
- STEIGER, T. & WURM, D. (1980): Faziesmuster oberjurassischer Plattformkarbonate (Plassen-Kalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). — *Facies*, 2, 241–284, Erlangen.
- TOLLMANN, A. (1967): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. Teil 1: Der Ostabschnitt. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 59, 231–253, Taf. 1–2, Wien.
- WAGREICH, M. (1986): Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld (Oberkreide; niederösterreichische Kalkvoralpen). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 32, 19–38, Wien.
- WEIDICH, K.F. (1984): Über die Beziehungen des „Cenomans“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. — *Geol. Rdsch.*, 73(2), 517–566, Stuttgart.
- (1987): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. — *Habil.-Schrift Univ. München*, 1–522, München.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. — 1–471, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- ZEIL, W. (1955): Die Kreidetransgression der Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 101, 141–226, Stuttgart.

Dank:

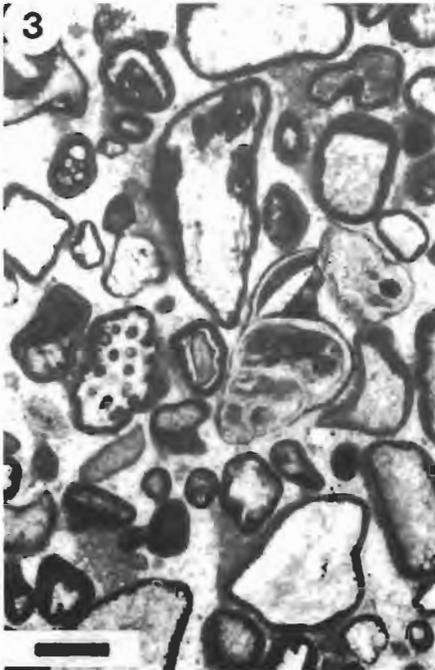
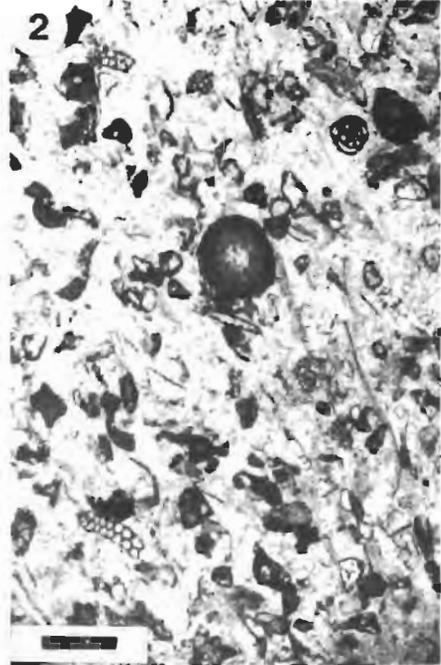
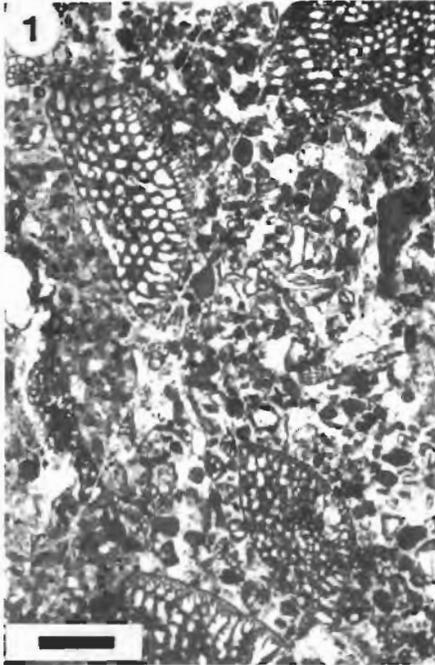
Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danken wir O. Prof. Dr. P. FAUPL und Univ.-Doz. Dr. R. LEIN (beide Univ. Wien).

TAFEL 1

Mikrofaziestypen

- MF-Typ 1: Foraminiferen wackestone bis packstone mit *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER) (Geröll Lil. 1).
- MF-Typ 2: Grainstone mit sandschaligen Foraminiferen (Textulariidae und Ataxophragmiidae), *Meandrospira bancilai* NEAGU und Rotalgenresten, darunter *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE (Geröll Lil. 2).
- MF-Typ 3: Grainstone mit Ooiden und Resten von Gastropoden, Echinodermen, Dasycladaceen. Links oben: *Quinqueloculina* sp. als Ooidkern (Geröll Lil. 3).
- MF-Typ 4: Bioklastischer Grainstone mit zahlreichen abgerollten Orbitolinengehäusen, Rudistenschalen und Echinodermen (Geröll Lil. 4).
- Maßstab bei allen Abbildungen = 0,5 mm.

TAFEL 1

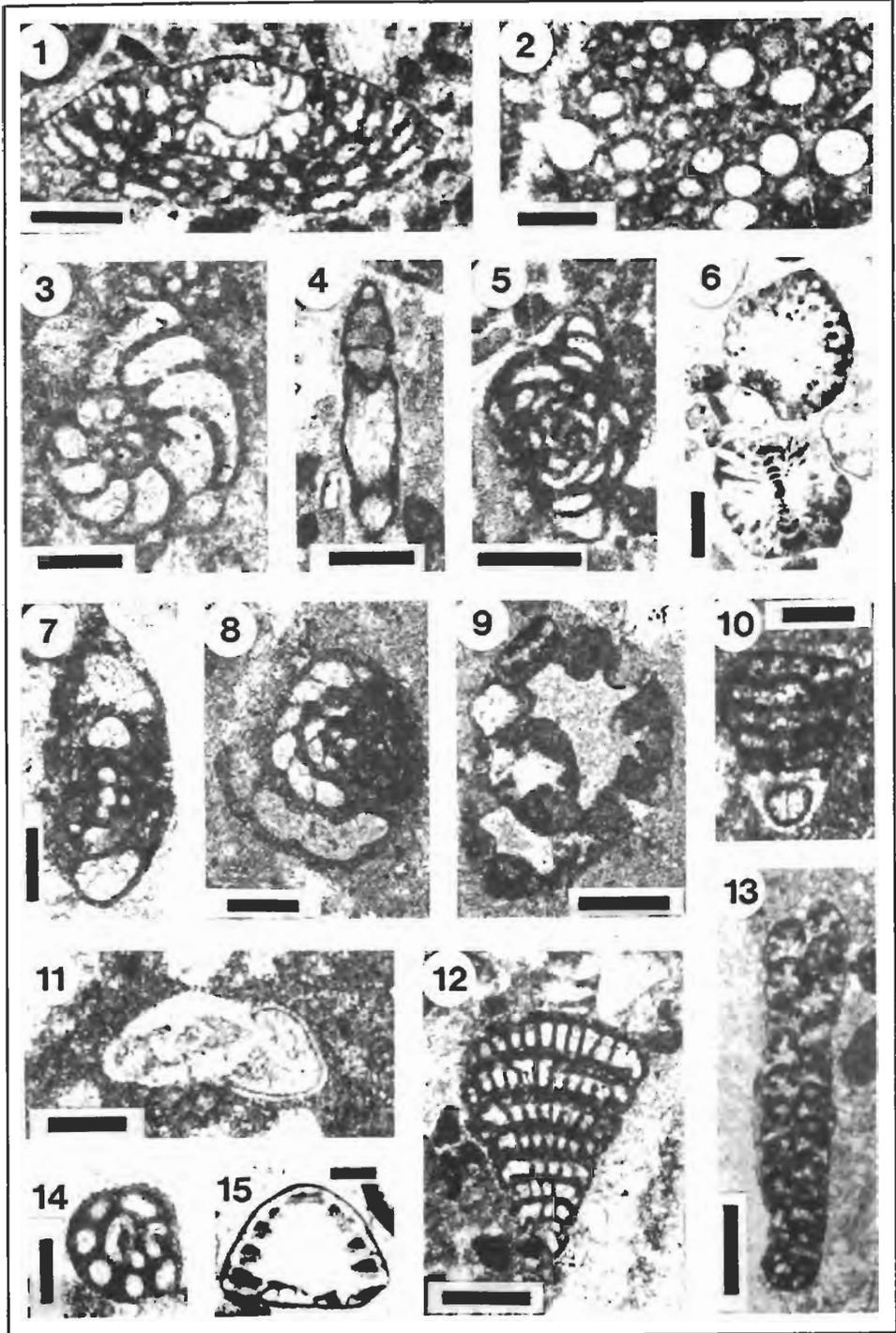


TAFEL 2

Foraminiferen der Urgonkalke

- Abb. 1: Juveniles Exemplar von *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER) mit megalosphärischen Embryonalapparat. Achsialschnitt. Maßstab = 0,2 mm (Geröll Lil. 1).
- Abb. 2: Agglutinierte Schwammrhexen in Orbitolinengehäuse. Maßstab = 0,2 mm (Geröll Lil. 1).
- Abb. 3–4: *Mayncina bulgarica* LAUG, PEYBERNES & REY.
3: Äquatorialschnitt, 4: Tangentialschnitt. Maßstab = 0,2 mm (Geröll Lil. 1).
- Abb. 5: *Glomospirella* sp. a N'DA. Maßstab = 0,2 mm (Geröll Lil. 1).
- Abb. 6: Zwei Exemplare von *Involutina* sp. = „*Hensonina*“ *lenticularis* (HENSON). Maßstab = 0,2 mm (Geröll Lil. 4).
- Abb. 7–8: *Charentia cuvillieri* NEUMANN.
7: Achsialschnitt, 8: Schräger Äquatorialschnitt. Maßstab = 0,1 mm (Geröll Lil. 4).
- Abb. 9: Cyclamminidae gen. et sp. indet. mit grobalveolärer Wand und agglutinierten Peloiden. Maßstab = 0,3 mm (Geröll Lil. 1).
- Abb. 10: *Sabaudia minuta* (HOFKER). Maßstab = 0,1 mm (Geröll Lil. 1).
- Abb. 11: *Gavelinella* aff. *intermedia* (BERTHELIN). Maßstab = 0,1 mm (Geröll Lil. 1).
- Abb. 12–13: *Cuneolina pavonia parva* HENSON.
12: Transversalschnitt, 13: Achsialschnitt. Maßstab = 0,3 mm (Geröll Lil. 5).
- Abb. 14: *Meandrospira washitensis* LOEBLICH & TAPPAN. Maßstab = 0,1 mm (Geröll Lil. 2).

TAFEL 2

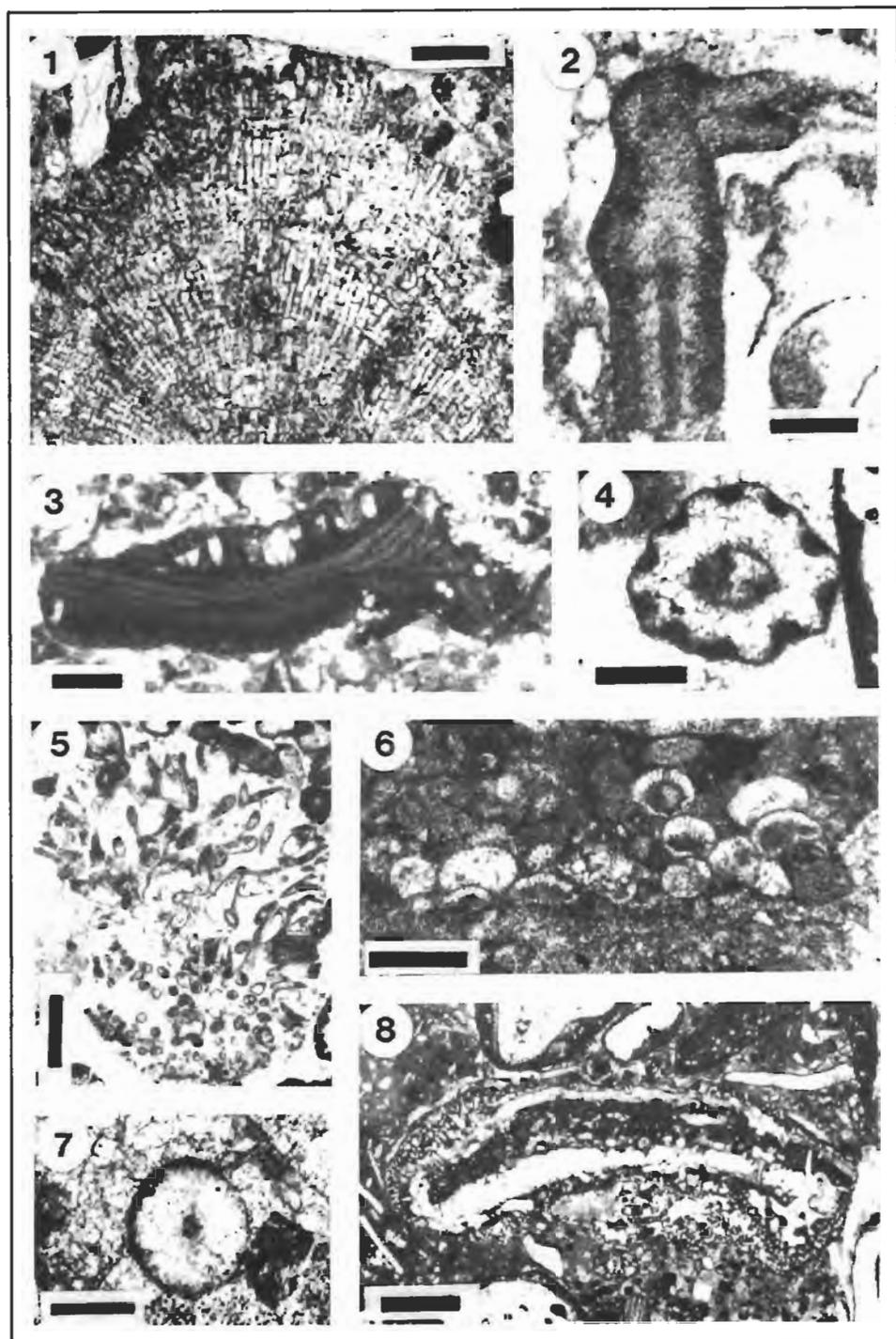


TAFEL 3

Kalkalgen und Mikroproblematika der Urgonkalke

- Abb. 1: *Solenopora urgoniana* PFENDER, Maßstab = 0,5 mm (Geröll Lil. 6).
- Abb. 2: *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE. Maßstab = 0,3 mm (Geröll Lil. 7).
- Abb. 3: *Parakymalithon phylloideum* (BUCUR & DRAGASTAN) mit ungeschlechtlichen Fortpflanzungsorganen. Maßstab = 0,3 mm (Geröll Lil. 7).
- Abb. 4: Mikroproblematikum *Coptocampylodon fontis* PATRULIUS. Maßstab = 0,2 mm (Geröll Lil. 4).
- Abb. 5: *Boueina hochstetteri* TOULA. Maßstab = 0,5 mm (Geröll Lil. 9).
- Abb. 6: Mikroproblematikum *Koskinobulina socialis* CHERCHI & SCHROEDER. Maßstab = 0,2 mm (Geröll Lil. 10).
- Abb. 7: Mikroproblematikum *Pienina oblonga* BORZA & MIŠÍK. Maßstab = 0,2 mm (Geröll Lil. 3).
- Abb. 8: Rudistenschale umwachsen von dem Mikroproblematikum *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ / *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT. Maßstab = 1 mm (Geröll Lil. 1).

TAFEL 3



**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 –

von

Joachim BLAU & Thomas SCHMIDT

mit 2 Abbildungen und 1 Tafel

Anschrift der Autoren:

Joachim Blau & Thomas Schmidt
Institut für Angewandte Geowissenschaften,
Fachgebiet Paläontologie
Diezstraße 15
D-6300 Gießen

Zusammenfassung

Die jüngst von WARCH (1989) gegebene Interpretation von Debriten mit Großkomponenten innerhalb der Liasfleckenmergel der Stadelwiese (östliche Lienzer Dolomiten, Kärnten) als glaziale Bildungen wird zurückgewiesen und das Vorkommen Stadelwiese mit weiteren Photos dokumentiert. Diese belegen unzweifelhaft den syndimentären Charakter dieser Bildungen.

Einleitung

BLAU & SCHMIDT (1988a, 1988b) und SCHMIDT & BLAU (1989) beschrieben erneut das Liasvorkommen der Lokalität Stadelwiese in den östlichen Lienzer Dolomiten. Charakteristisch für die dort aufgeschlossenen Liasfleckenmergel sind in diese eingelagerte sedimentäre Breccien. BLAU & SCHMIDT (1988b) unterschieden zwei verschiedene Breccientypen auf der Stadelwiese. Typ 1 wurde als Talus-Breccie (rockfall) interpretiert, Typ 2 als debris-flow.

Diese Breccien enthalten Riesenkomponenten stratigraphisch älterer Serien (Oberrhätalk, Kössener Schichten, Hauptdolomit).

Darüber hinaus erstellten die Autoren ein Modell des Sedimentationsraumes in den Lienzer Dolomiten zur Zeit des Unterlias.

In seinem „Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern und 196 Obertilliach“ greift WARCH (l.c., 598–599) unsere Deutung der Riesenkomponenten als Bestandteile von Debriten an bzw. stellt die Existenz von debris flows (Typ 2 der Breccien) überhaupt in Abrede. Statt dessen bringt WARCH (l.c., 599) die von uns (1988b: Taf. 4, Fig. 3, 4) abgebildeten Blöcke „mit den eiszeitlichen Vorgängen in diesem Gebiet“ in Zusammenhang, ohne sich allerdings näher dazu zu äußern.

Beide Deutungen stehen einander konträr gegenüber. Da sie auch für die Paläogeographie des Gebietes zur Lias-Zeit entscheidend sind und die der Arbeit von BLAU & SCHMIDT (1988b) beigefügten Photos offensichtlich nicht ausreichend waren, eine eindeutige Beweislage zu schaffen, soll hier nochmals auf das Vorkommen Stadelwiese eingegangen werden.

Talus-Breccien

WARCH (1988) behauptet, die von uns als Talus-Breccien angesprochenen Resedimente seien nichts anderes als die „für den gesamten Drauzug typische Basisbreccie des Hauptdolomits . . .“.

Hierzu ist zu bemerken, daß die angesprochenen Breccien vom Gesteinsinventar her natürlicherweise sehr wohl den bekannten Hauptdolomitsbreccien entsprechen. Diese erweisen sich aber bei näherem Hinsehen als Komponenten (bis mehrere m im Durchmesser) von in sich brecciiertem Hauptdolomit. Daneben treten aber auch m³-große Komponenten von feinstlaminierten nichtbrecciierten Dolomiten auf, die zusammen mit kleineren Komponenten in chaotischer Lagerung diese Talus-Breccien ausmachen (Taf. 1, Fig. 2).

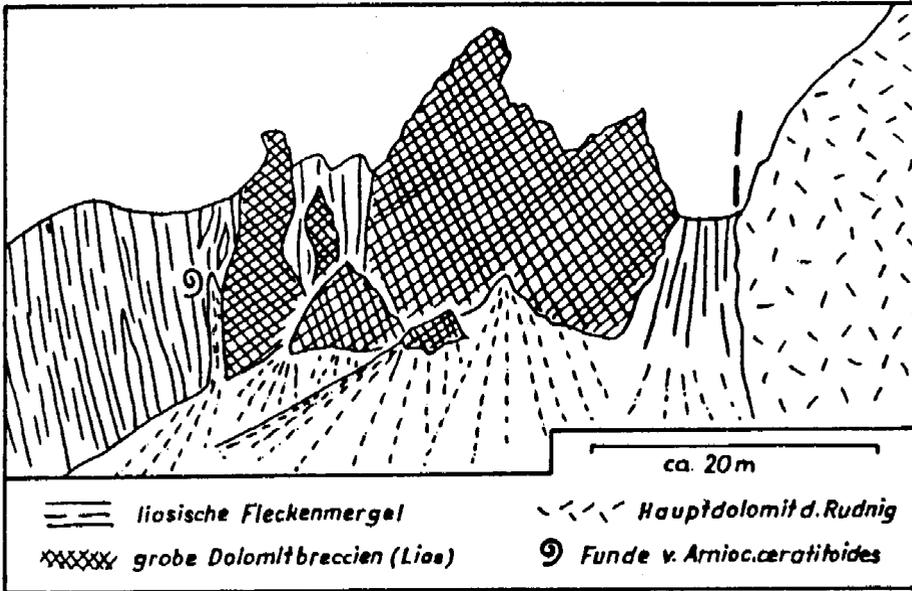


Abb. 1: Profil im SW-Eck der Stadelwiese (leicht verändert nach SCHLAGER, 1963, Taf. 6, Fig. 9). Im Unterschied zu SCHLAGER sind die die Breccien unterlagernden Liasfleckenmergel eingezeichnet.

Reicht schon dieser Befund an sich aus, sie von den Intern-Breccien des Hauptdolomits zu unterscheiden, so kommt der Tatsache, daß sie in die Liasfleckenmergel eingelagert sind, noch weitergehende Bedeutung zu. Bereits SCHLAGER (1963:70) hat auf den sedimentären Kontakt dieser Breccien zu den überlagernden, fossilbelegten Liasfleckenmergeln hingewiesen. Hinzu kommt, daß die Breccien auch noch von Liasfleckenmergeln unterlagert werden, sich also zweifelsfrei als sedimentäre Einschaltungen in die Liasfleckenmergel erweisen. Die unterlagernden Fleckenmergel waren wohl bei der Bearbeitung des Gebietes durch SCHLAGER (1963) von Schutt bedeckt, sind aber zur Zeit sehr gut aufgeschlossen. Abb. 1 zeigt das dahingehend abgeänderte „Profil im SW-Eck der Stadelwiese“ aus SCHLAGER (1963). Eine photographische Aufnahme, die etwa von dem gleichen Standpunkt aus aufgenommen wurde, zeigt Taf. 1, Fig. 1. Darauf sind links (Hangendes) im Bild deutlich die überlagernden Liasfleckenmergel (L_2) zu erkennen, die zunächst von einer Breccie (B_2 , vgl. Fig. 3) und weiter nach rechts wieder von geschichteten Liasfleckenmergeln (L_1) unterlagert werden. Diese sind auch auf der Zeichnung SCHLAGERS dargestellt. Weiter nach rechts folgt wiederum eine Breccie (B_1) mit gut erkennbaren Großkomponenten (Fig. 2).

Ausschnittvergrößerungen des Bereiches von L_1 sind in Fig. 3, 4 und 5 dargestellt. Deutlich erkennt man (Fig. 3) grobe Komponenten der obersten Breccienlage, die den zwischengeschalteten Liasfleckenmergeln von Fig. 4 auflagern. Auf Fig. 4 ist

weiterhin der sedimentäre Kontakt der Liasfleckenmergel zu der unterlagernden Breccie zu erkennen.

Zusammenfassend muß festgestellt werden, daß aus der Wechsellagerung von Breccien und Liasfleckenmergeln eindeutig der synsedimentäre Charakter dieser Breccien deutlich wird.

Debris-Flows

Ebenfalls synsedimentäre Einlagerungen stellen die Breccien vom Typ 2 (debris flows) dar, über deren Entstehungsmechanismus sich WARCH im unklaren ist. Dies zeigt sich, wenn er schreibt: „Wenn mit „eingeschaltet“ vermutlich Einbettung – wie auch immer diese zustandekommen hätte können – dieser „Megabreccien“ innerhalb der Liasfleckenmergel gemeint ist . . .“.

Nach WARCH wäre eine Einbettung der Breccien „mit ihren Abgrenzungen gegenüber dem einbettenden Fleckenmergel auf dem fast lückenlos vegetationsbedeckten Gelände der Stadelwiese wohl kaum auszumachen“. Die Abgrenzung der Debrite gegenüber deren Über- und Unterlager ist aber auch in dem eben nur fast lückenlos vegetationsbedeckten Gelände an einigen Stellen, unter anderem auch an den von BLAU & SCHMIDT (1988: Taf. 4, Fig. 3, 4) abgebildeten Blöcken, möglich. Es zeigt sich, daß diese Blöcke in einer „Matrix“ aus unsortierten Komponenten schwimmen und sowohl das Unterlager als auch das Überlager aus Liasfleckenmergeln aufgeschlossen sind. Bereits SCHLAGER (1963:70) gelang die Auskartierung der „in den Mergelwiesen als Härtlingszüge“ hervortretenden Breccien. Diese Härtlingszüge sind auch auf Taf. 4, Fig. 1 in BLAU & SCHMIDT (1988b) deutlich zu erkennen.

Im Südhang der Stadelwiese läßt sich sogar eine Abfolge von mehreren Breccien aufnehmen (Abb. 2). Die einzelnen Debrite unterscheiden sich in ihrer Mächtigkeit, Komponentengröße und Gesteinsinventar. Dieses Gesteinsinventar belegt, daß es sich bei den Breccien nicht um die „Basis“breccie der Kössener Schichten handeln kann, wie dies WARCH behauptet. So treten neben Hauptdolomit auch Komponenten von Thecosmilien-Kalk auf, der von der Basis der Kössener Schichten nicht bekannt ist. Eindeutiger noch belegen Komponenten von Liasfleckenmergel das liasische Alter dieser Resedimente. Einzelne Breccien werden zum Hangenden von gradierten Kalkturbiditen abgeschlossen, die kontinuierlich in die autochthone Beckensedimentation übergehen.

Am NW-Abfall der Stadelwiese gegen das Zabratkar (vgl. BLAU & SCHMIDT, 1988b: Taf. 4, Fig. 2) ist der obere (erhaltene!) Teil der Liasfleckenmergel der Stadelwiese ohne Vegetationsbedeckung aufgeschlossen. Abgesehen von den oben beschriebenen Talus-Breccien an der Basis dieses Profilabschnitts, sind auch hier, neben geringmächtigen, gradierten Kalkturbiditen, Großkomponenten von Hauptdolomit in die Fleckenmergel eingelagert (vgl. BLAU & SCHMIDT, 1988b: Taf. 4, Fig. 2, durch einen Pfeil markiert).

In diesem Profil scheinen die Liasfleckenmergel eine flache Mulde zu bilden (vgl. BLAU & SCHMIDT, 1988b: Taf. 4, Fig. 2), was wohl auch SCHLAGER (1963:93) bewog, für das Vorkommen eine „fragliche Muldenform“ anzunehmen. Die oben erwähnten gradierten Kalkturbidite belegen, daß eine in diesem Fall zu fordernde inverse Lagerung der Liasfleckenmergel im nördlichen Teil der Stadelwiese nicht vorliegt.

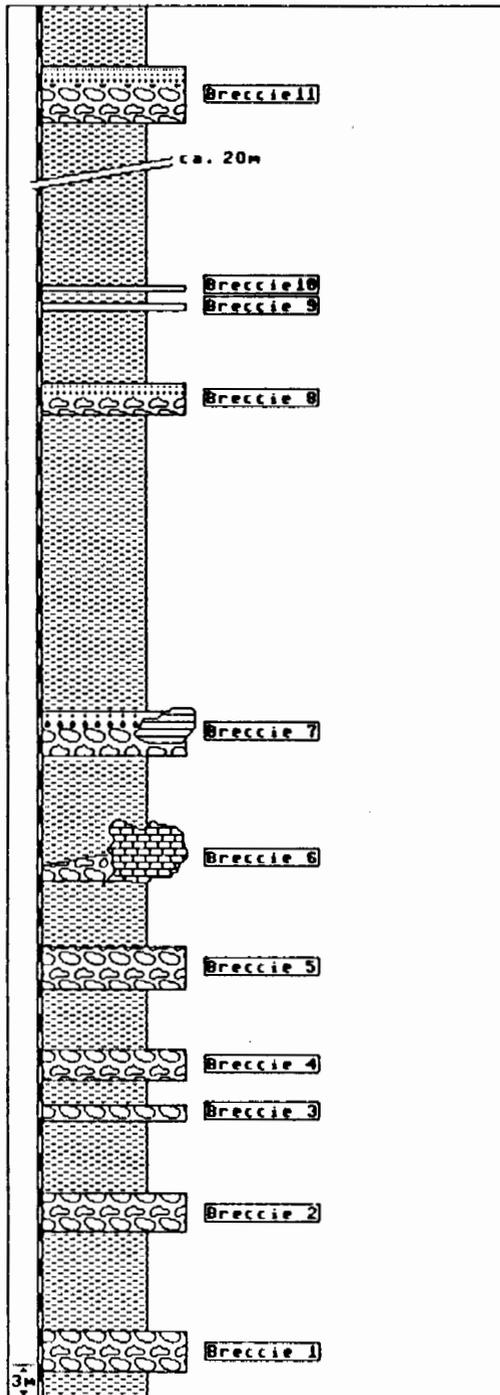


Abb. 2:
Profilausschnitt der Liasfleckenmergel aus dem Südhang der Stadelwiese.

Schlußwort

Fehlinterpretationen vergleichbarer Bildungen sind, dem jeweiligen Stand der Forschung entsprechend, aus der Literatur bekannt. So wurden z. B. die bekannten Eisenspitzbreczien der Lechtaler Alpen von AMPFERER (fide ACHTNICH, 1982:42) zunächst als Gosau Sedimente, später als pleistozäne Gehängeverschüttungen angesehen. Jüngst erkannten MOSTLER, KRAINER & STINGL (1989a, b) sowie STINGL (1989) riesige Olistholithe von bis über 1000 m Längserstreckung in liassischen Rot-sedimenten im Gebiet zwischen Lofer und Saalfelden. Diese Schollen wurden früher als tektonische Schürflinge zwischen Liassedimenten mißgedeutet.

Es wäre nicht verwunderlich, wenn im Lichte der neuen Erkenntnisse weitere ähnliche Uminterpretationen bekannt würden.

Literatur

- ACHTNICH, T. (1982): Die Jurabreczien der Eisenspitze. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12(2), 41–70, 5 Photos, 7 Abb., 5 Taf., Innsbruck.
- BLAU, J. & SCHMIDT, Th. (1988a): The Lower Liassic of the Lienzer Dolomiten: sedimentological response to tectonic activity. — Evolution of sedimentary basins, 78th Annual Meeting of the Geological Society 24–26 February 1988, S. 28, Jülich.
- BLAU, J. & SCHMIDT, Th. (1988b): Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35, 185–207, 3 Abb., 4 Taf., Wien.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1989a): Überlegungen zur jurassischen Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 16, 81–83, Innsbruck.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1989b): Juraentwicklung (unterjurassische Gleittektonik und Beckensedimente) im Raum Lofer (Salzburg). — Sediment 89, Exkursion C am 21. Mai 1989, S. 1–5, 5 Abb., Innsbruck.
- SCHLAGER, W. (1963): Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 13 (1962), 41–120, 4 Taf., Wien.
- SCHMIDT, Th. & BLAU, J. (1989): Der Unterlias der Lienzer Dolomiten: Ein Beispiel syntektonischer Sedimentation auf einem passiven Kontinentalrand. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 16, 185–187, 3 Abb., Innsbruck.
- STINGL, V. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 123 Zell am See. — Jb. Geol. B.-A., 132(3), 570–571, Wien.
- WARCH, A. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern und 196 Obertilliach. — Jb. Geol. B.-A., 132(3), 597–600, Wien.

Tafelerklärungen

Tafel 1

Talusbreccien und zwischenlagernde Liasfleckenmergel am NW-Abfall der Stadelwiese zum Zabratkar.

Fig. 1: Die Wechsellagerung von Talusbreccien (B_1 , B_2) und Liasfleckenmergeln (L_1 , L_2) macht die synsedimentäre Natur der Breccien deutlich. Das Photo wurde ungefähr vom gleichen Standpunkt aus aufgenommen wie die Zeichnung von SCHLAGER (vgl. Abb. 1). Der Pfeil zeigt auf die Rinne von Fig. 3 und 4.

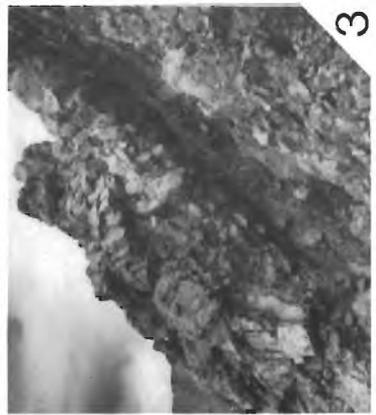
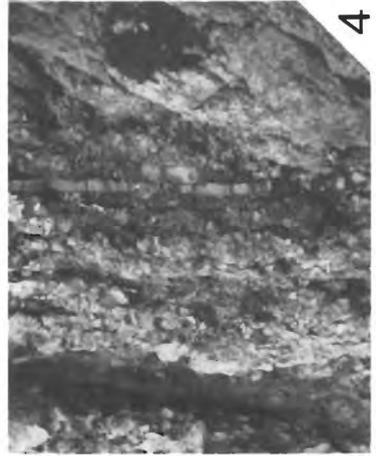
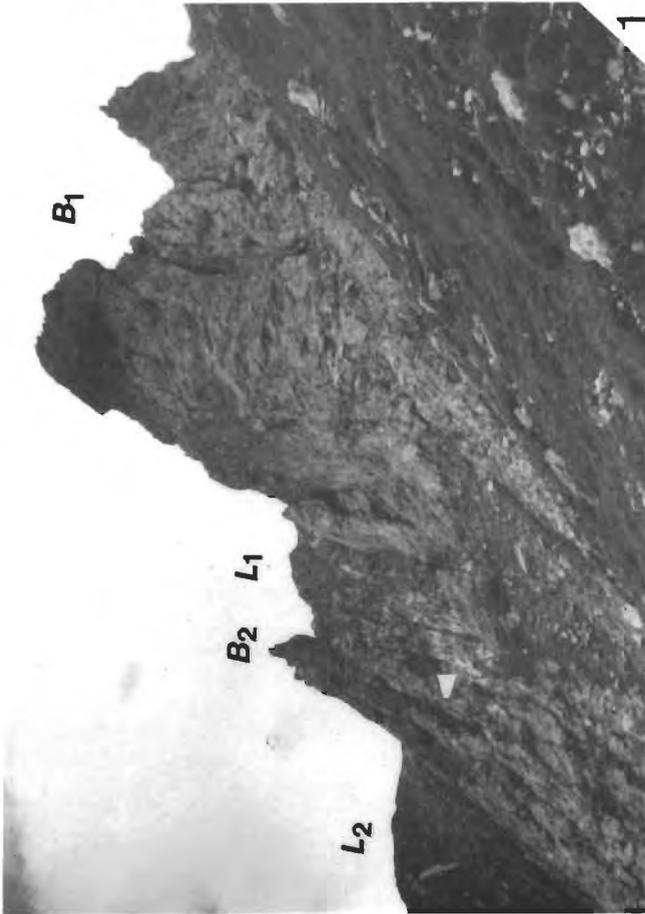
Fig. 2: Detailansicht der Talusbreccie B_1 von Fig. 1 mit deutlich erkennbaren großen Komponenten.

Fig. 3: Detailansicht der Talusbreccie B_2 von Fig. 1. Sie ist die hangendste aufgeschlossene Talusbreccie und wird von mächtigen Liasfleckenmergeln (L_2 in Fig. 1) überlagert.

Fig. 4: Detailaufnahme der zwischen die Breccien B_1 und B_2 von Fig. 1 zwischengelagerten Liasfleckenmergel (L_1 von Fig. 1). Deutlich zu erkennen (rechts von der Bildmitte) ist die sedimentäre Anlagerung der Liasfleckenmergel an eine unterlagernde Breccie. Über diesen Fleckenmergeln folgen mehrere dünne Breccienlagen, in der Rinne Fleckenmergel (vgl. auch Fig. 3) und schließlich die Breccie B_2 von Fig. 1.

Fig. 5: Eine ähnliche Situation im Kontaktbereich zwischen B_2 und L_1 .

TAFEL 1



ZUSAMMENFASSUNGEN

der bis Ende des Kalenderjahres 1989 approbierten Diplomarbeiten
und Dissertationen am Institut für Geologie der Universität Wien

OTTNER, Franz (Diplomarbeit): Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (OÖ.).

Begutachter: Prof. TOLLMANN

Eingereicht im Mai 1988

In der vorliegenden Diplomarbeit wurde die Wurzer Deckscholle im Warscheneckstock in Oberösterreich und deren Rahmen neu bearbeitet.

Die Wurzer Deckscholle liegt auf der tirolischen Einheit der Warscheneckdecke, die aus einer Trias-Jura Schichtfolge besteht.

Die tektonische Basis der Deckscholle wird aus grauen Kieselkalken gebildet. Mittels Radiolarien konnte dieses Schichtglied stratigraphisch ins Oxford bis unterstes Kimmeridge eingestuft werden. An zwei Profilen wurde der Mineralbestand – der einen hohen Kalzitanteil aufweist – und die Zusammensetzung der Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) untersucht. Der in der Umgebung der Deckscholle vorkommende Radiolarit konnte ebenfalls mit Radiolarien als Oberoxford bis unterstes Kimmeridge eingestuft werden. Die mineralogische Zusammensetzung des Radiolarites wird von geringerem Kalkgehalt und hohem Quarzanteil bestimmt. In einem Großteil der Radiolaritproben gelang der Nachweis des Zeolithminerals Analcim. Im Zusammenhang mit dem Vorkommen von Montmorillonit und Vermiculit in der Tonfraktion der Tonzwischenlagen des Radiolarites ist dies ein Hinweis auf Vulkantätigkeit während dessen Sedimentation.

Die Grenze zwischen tirolischer Unterlage und juvavischer Deckscholle wird von einer polymikten Gleitbrekzie markiert. Durch Conodonten konnten Hallstätter-Buntkalke als Komponenten nachgewiesen werden. Weiters kommen Jurakalke, Kieselkalke und triassische Tonschiefer vor. Die Komponenten stammen somit sowohl von der Deckscholle als auch von deren Unterlage.

Die Deckscholle selbst besteht aus Gips, Anhydrit und Werfener Tonen. Der Gips wird in einem großen Tagbau von der Firma KNAUF abgebaut und als Rohstoff weiterverarbeitet. Eine Reihe von Prospektionsbohrungen werden in dieser Arbeit dokumentiert.

Der südlich der Wurzer Deckscholle gelegene Brunnsteinzug mußte aufgrund der vorliegenden Geländeaufnahmen von der Warscheneckdecke abgetrennt werden. Er wird als Brunnsteinscholle zur Dachsteindecke gestellt.

Nach der Eingleitung der Scholle erfolgte die Sedimentation der Oberalmer Schichten, die gelegentlich in früheren Arbeiten fälschlicherweise zur Wurzer Deckscholle gezählt wurden.

In einem abschließenden Kapitel werden geologische Einflüsse auf die Umwelt des Menschen aufgezeigt.

Die leicht verwitterten Gesteine der Wurzer Deckscholle neigen sehr stark zu Hangrutschungen. Ein Murenabgang vom August 1985 wird dokumentiert und auf das gefährliche Verhalten der rutschfreudigen Sedimente hingewiesen.

Weiters wird der Einfluß des Gipses der Deckscholle auf das Entwässerungssystem untersucht. Die Sulfatbelastung der Gewässer in der unmittelbaren Umgebung des Gipses ist mit 1500 mg SO_4 (gesättigte Lösung) sehr hoch, reduziert sich aber durch Verdünnungseffekte auf wesentlich geringere Werte in entsprechender Entfernung von der Deckscholle.

Diese Arbeit ist unter demselben Titel in diesem Band nachzulesen.

PASCHER, Günther (Dissertation): Das Neogen der Mattersburger Bucht (Burgenland).

Begutachter: Prof. TOLLMANN, Prof. FRANK

Eingereicht im Juni 1988, approbiert am 1. Juli 1988

Die hauptsächlich auf mikropaläontologischen Methoden basierenden Untersuchungen hatten zum Ziel, eine Aufgliederung der neogenen Beckenfüllung der Mattersburger Bucht durchzuführen. Dabei wurde auf die schon aus den Wiener Becken bekannte Zonengliederung zurückgegriffen.

Im Zusammenhang mit der kristallinen Umrahmung sei nur erwähnt, daß die bis zu mehrere Meter mächtige Glimmerschieferschuttdecke eine Grenzziehung zum Baden bzw. Sarmat erschwerte.

Als älteste anstehende miozäne Sedimente wurden die karpatischen Hochriegelschichten sowie die diskordant darauf liegenden Brennberger Blockschotter im Gebiet des Siegrabener Sattels gefunden.

Von diesen untermiozänen Schichten – durch eine Diskordanz getrennt – konnten die Sedimente des Baden (ab der Oberen Lagenidenzone = OLZ) mittels Foraminiferen und Ostracoden vollständig nachgewiesen werden. Als Charakteristikum der OLZ gilt, daß deren Sedimente sowohl in schottrig-sandiger Fazies (in Grundgebirgsnähe) als auch in sandig-toniger Fazies (im Beckenbereich) vorkommen.

Dieser grobklastische Faziesbereich wiederum konnte in einen durch Karbonatgerölle beeinflussten und in einen von Kristallinkomponenten dominierten unterteilt werden. Diese Schotter und Sande wurden aus SW'- bzw. W'-Richtung geschüttet, d.h. aus dem Gebiet des Rosalien- bzw. des Soproner Gebirges.

Auf diesen sandig-tonigen Faziesbereich der OLZ folgen konkordant die Sandshalerzone (SZ) sowie die Bulvinen-Bolivinen-Zone. In letzterer fand ein Faunenumschwung statt, der durch eine Transgression hervorgerufen wurde; die BBZ-Abfolge ist im Kartierungsgebiet allerdings nur geringmächtig entwickelt.

Von Sarmat, das diskordant transgredierte, ist die Nonion granosum-Zone (NGZ) flächenmäßig am größten entwickelt.

Es konnte zwar die gesamte Sarmatschichtfolge nachgewiesen werden, das geringmächtige Mittelsarmat aber, ließ Anzeichen einer Regression sowie zunehmende Verbrackung erkennen.

Als wichtiges Ergebnis dieser Arbeit kann die Einstufung der Schotter und Konglomerate des Marzer Kogel-Gebietes angesehen werden.

Die Grobklastika dürften im höchsten Sarmat sedimentiert worden sein, da darauf Unterpannon nachgewiesen werden konnte.

Unterpannon ist in größerer Ausdehnung nur am nördlichen Rand des Kartierungsgebietes sowie als kleines isoliertes Vorkommen am Schießplatz von Schattendorf zu finden.

Die oberpliozänen bis altpleistozänen Terrassenschotter konnten in ein höheres (360–400 m) und in ein tieferes (250–350 m) Niveau unterteilt werden.

Reste eines postglazialen, 50 m tiefen Sees konnten anhand charakteristischer Süßwasserstracoden nachgewiesen werden.

Größere tektonische Bewegungen fanden im Grenzbereich Kristallin/Baden bzw. Sarmat und in den Beckenbereichen statt. Das Fehlen von Untersarmat bei Wiesen ist durch einen annähernd W–E streichenden Bruch zu erklären, dessen weiterer Verlauf im Wulkatal bis zum Leithagebirgsrand verfolgt werden kann.

Jüngste tektonische Bewegungen wurden im Bereich des Schattendorfer- und des Draßburger Waldes sowie südlich von Walbersdorf festgestellt.

Drei Molluskenarten: *Pseudoliotia varpalotensis* (SZALAI), *Monilea crassilirata* (BOETTGER), *Folinia costata minuta* (DOLLFUSS & DAUTZENBERG) aus dem Baden (OLZ) von Forchtenstein sind Erstnachweise für Österreich.

Die vielen kleinen illegalen Müllablagerungen, die bei der Kartierung vorgefunden wurden, konnten klassifiziert und kartenmäßig dargestellt werden.

ANWAR, Mohammed Asef (Diplomarbeit): Zur Geologie des Schneeberges bei Reichraming, Ennstal, Nördliche Kalkalpen.

Begutachter: Prof. FAUPL

Eingereicht im Juli 1988

Die Schneebergsynklinale erstreckt sich von W nach E über eine Länge von ca. 10 km vom Schneeberg bei Reichraming a.d. Enns bis an den Gosaustreifen Großraming–Unterlaussa. Vom Reichramingbach wird der Faltenzug in einen Ost- und Westabschnitt geteilt. Über den Ostabschnitt hat A.M.MÜLLER (1984) eine ausführliche Darstellung der Schichtfolge und Tektonik vorgelegt. Beiden Abschnitten gemeinsam ist der durchgehende Hauptdolomitsockel und die nach N überkippte Anlage.

Unterschiede sind in der eigentlichen Muldenform und im stratigraphischen Umfang der Kernzone zu sehen.

Im Osten ist die Schneebergsynklinale infolge aufgefalteter Juragesteine als Doppelmulde ausgebildet (MÜLLER, 1984, Profil 1 A). Im Gegensatz dazu liegt im Schnitt über dem Schneeberg eine einfache, von Störungen abgesetzte Mulde vor. Die Muldenachse (bezogen auf den Lias) sinkt von ca. SH 1100 m im W bis auf unter SH 600 m im E.

Die gesamte Schichtfolge in der Schneebergmulde reicht vom Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten, Oberrhätkalk, Adneter Kalk, Allgäuschichten, Hierlatzkalk, Hornsteinkalk, Vilser Kalk und Steinmühlkalk bis zu den neokomen Schrambachschichten. Letztere sind im Ostabschnitt aus liegenden Aptychenkalken und einer hangenden, mergeligen Abfolge mit Turbiditen zusammengesetzt. In der westlichen Schneebergmulde fehlt dieses turbiditische Schichtglied zur Gänze. Ebenso scheint das lithologische Volumen des gesamten Jura am Schneeberg weitgehend ausgeräumt zu sein.

Die im Südabschnitt des Kartierungsgebietes vorkommenden Reste von Obertithon und Unterkreide können der Anzenbachmulde zugerechnet werden.

ROHATSCH, Andreas (Diplomarbeit): Die Geologie der Ebenforstmulde zwischen „Großem Bach“ und „Krummer Steyerling“ (Oberösterreich, Nördliche Kalkalpen, Reichraminger Decke).

Begutachter: Prof. FAUPL

Eingereicht im September 1988

Das Kartierungsgebiet liegt in Oberösterreich, im Gebiet der Reichraminger Decke der „Nördlichen Kalkalpen“. Begrenzt wird es durch die Koordinaten 298 im Norden, 295 im Süden, der „Krummen Steyerling“ im Westen und dem „Großen Bach“ im Osten.

Die E–W streichende Struktur der Ebenforstmulde erstreckt sich vom Rotgsol im Westen, über die Ebenforstalm, bis zum Pleißabach im Osten. Der Muldenkern wird von unterkretazischen Schrambach- und Roßfeldschichten aufgebaut. Die Mächtigkeit der Unterkreide nimmt scheinbar von Osten nach Westen stark ab. Hierbei handelt es sich aber um eine von Osten nach Westen fortschreitende tektonische Einnengung der Synklinale. In den Schichtfolgen des Nord- und des Südflügels treten faziell unterschiedliche Gesteine auf. Der in meinem Arbeitsgebiet überkippte Südschenkel der Mulde wird aus folgenden Gesteinsserien aufgebaut: Hauptdolomit (ca. 400 m), Plattenkalk (30 m), etwa 100 m mächtigen Kössener Schichten und „Oberrhätalk“ (60 m) als triadische Anteile; sowie Echinodermenspat- und Hornsteinkalke (Kirchsteinkalk ca. 150 m) des tieferen Jura; ferner Klauskalk (5 m), Radiolarit (3 m) und Oberalmer Schichten mit Barmsteinkalken (10 m) des mittleren und oberen Jura. Darüber folgen unterkretazische Schrambachschichten (20 m) und 180 m mächtige Roßfeldschichten.

Im tektonisch stärker beanspruchten Nordschenkel sind Lunzer Schichten die ältesten aufgeschlossenen Gesteine, welche aufgeschürft zwischen Hauptdolomit und Opponitzer Kalk im Graben bei der Messerer Alm auftreten. Auf den etwa 60 m mächtigen „Oberrhätalk“ folgt, stellenweise mit stark ausgeprägtem Relief, dickbankiger bis massiger Hierlatzkalk (30 m), der in dieser Ausbildung im Süden fehlt. Dieser Hierlatzkalk wurde im Oberjura teilweise wieder aufgearbeitet, wobei die Komponenten in tithone Calpionellenmikrite eingebettet wurden.

Auftretende Spalten im Hierlatzkalk wurden ebenfalls mit Calpionellenmikriten verfüllt. Oberalmer Schichten und Barmsteinkalke fehlen im Norden gänzlich.

Der Nordflügel der Unterkreidemulde wird durch eine Störung begrenzt, die sich vom Rabenbach im Osten bis zum Bodinggraben im Westen durchgehend verfolgen läßt. Abgescherte Reste von Unterkreidesedimenten, nördlich der Hauptmulde, sind in den Bereichen Rabenbach, Werfneralm, Schirmkogel und südlich der Rotwagmauer aufgeschlossen.

Am Westabhang des Trämpl läßt sich eine abtauchende Antiklinale mit südlich anschließender Synklinale beobachten, die schon GEYER (1912) in seiner geologischen Spezialkarte 1:75.000 (Blatt Weyer) darstellte. Diese intern stark tektonisch beanspruchte Struktur wird von Kössener Schichten, jurassischem Kirchsteinkalk, Klauskalk, Radiolarit und Oberalmer Schichten (mit Barmsteinkalken) aufgebaut. Den Kern der Synklinale bilden Schrambachschichten und Roßfeldschichten. Im Norden grenzt diese Struktur entlang einer Störung an die Roßfeldschichten der Hauptmulde.

Die Mergelkalke der Schrambachschichten wurden mit Hilfe von Calpionellen ins Berrias eingestuft.

Bei den Roßfeldschichten dominieren graue siltige Ton-Kalkmergel (38 % – 72 % CaCO_3). Die Mergel wurden mit Nannofloren ins Berrias bis Hauterive eingestuft. In der etwa 180 m mächtigen Mergelserie treten immer wieder turbiditische kalkreiche Sandsteine (ϕ – 50 % CaCO_3) auf, die in den Schwermineralspektren eine Vormacht von Chromspinell (ϕ – 81 %) zeigen. Weiters sind Kalkarenite (grainstone) und Feinbreccienlagen (rudstone – wackestone) zu beobachten.

Im Bereich des Sulzkogels konnte im Graben unterhalb der Forststraßenkehre (1090 m SH) eine Foraminiferenfauna des Apt gewonnen werden.

Die Gosauvorkommen, die GEYER (1912) in diesem Gebiet darstellte, konnten bei dieser Bearbeitung nicht bestätigt werden. Fragliche Vorkommen von Oberkreide könnten im Bereich Rabenbachforststraße und Teufelsgrabenforststraße (als Spaltenfüllung im „Oberrhätalk“) auftreten. Die roten, sandig-siltigen geröllführenden Mergel waren jedoch fossilfrei.

An quartären Ablagerungen wurden Moränenreste im Rabenbach und westlich der „Großen Klause“ angetroffen, die auch GEYER (1912) beobachtete.

Erwähnenswert ist noch die intensive Verkarstung des „Oberrhätalkes“ und des Hierlatzkalkes, die sich in einer Bildung von Dolinengassen und Karrenfeldern äußert (z. B. in den Bereichen Langmoos, Seelacke, Steinschlag und Gschwandnerlucke).

EICHHÜBL, Peter (Diplomarbeit): Groß- und kleintektonische Untersuchungen zum alpidischen und variszischen Gebirgsbau in den östlichen Karnischen Alpen.

Begutachter: Prof. TOLLMANN

Eingereicht im November 1988

Der untersuchte Bereich der östlichen Karnischen Alpen wurde von starker variszischer und schwächerer alpidischer Deformation erfaßt. Innerhalb der postvariszischen Serien (Oberkarbon bis Ladin) liegen die starren, kompetenten Karbonatplatten großer Mächtigkeit (Troglkofelkalk, Schlerndolomit) flach, lediglich in Schollen zerbrochen und gekippt, während die inkompetenten klastischen Serien verfaltet sind (typischerweise als Knickfalten mit rundem Scheitel, besonders Auernig-Fm.). Die stratigraphische Abfolge ist nur lokal invers, meist in Form überkippter Schenkel von Falten, deren Amplitude selten 10 m übersteigt. Innerhalb des Postvarisikums werden zwei tektonische Einheiten unterschieden, eine autochthone Position, welche die variszischen Serien diskordant transgressiv überlagert („Stranger Einheit“), sowie eine zweite, allochthone Einheit, deren Überschiebungsweite für gering gehalten wird, zumindest aber drei Kilometer beträgt („Troglkofel-Schubmasse“). Das Ausmaß kretazischer Tektonik in den Karnischen Alpen erscheint schwach, im Gegensatz zu den (Süd-) Karawanken; Lediglich die Aufschiebung im Gebiet Malurch – Lonaswipfel (Linea Salinchieta – Acomizza) wird als eoalpine Struktur gewertet, als westliche Fortsetzung der Koschutadecke (Südkarawanken). Eine große südwestvergente Falte der Grödener Schichten, verbunden mit einer gegen Südwest aufsteigenden Schieferung, wird als mesoalpine (obereozäne) Struktur „dinarischer“ Orientierung betrachtet. Ebenfalls in das höhere Eozän, jedoch der dinarischen Prägung folgend, wird die Überschiebung der „Troglkofel-Schubmasse“ nach Südost gestellt. Diese NW–SE-Orientierung der größten Hauptspannungsrichtung ist die Folge einer

Überlagerung der alpinen, N–S-gerichteten Einengung der Südalpen mit einer dextralen Bewegungstendenz des entstehenden Periadriatischen Lineaments, welches eine Untergrund-induzierte Horizontalverschiebungszone darstellt. Nach einer Phase fehlender Einengung im Oligozän, dokumentiert durch die Bildung eines großräumigen Scherflächensystems (Schwarzwipfelbruch, Hochwipfelbruch, Mölltalstörung, Drau–Zwischenbergstörung, Schönsteiner Linie etc.), lebt diese NW–SE-gerichtete Einengung im mittleren Miozän wiederum auf und bewirkt südostvergente Falten en echelon (Achsen NE–SW) sowie steile Aufschiebungen mit gleicher Richtungstendenz. Gleichzeitig, möglicherweise auch schon ab dem Oberoligozän, finden bedeutende vertikale Bewegungen am genannten Scherflächensystem statt (flower structures). Dies wird als Ursache für die Hebung der Karawanken gesehen, dokumentiert mit Tonalitgeröllen in den mittelmiozänen Eibiswalder Schichten in Nordslowenien und der Sedimentation lokaler Karbonatgerölle und großer Gleitschollen in das Klagenfurter Becken im Mittelsarmat. Der südostgerichteten Faltung anschließend schwenkt die größte Hauptspannungsrichtung auf N–S, wohl dem Durchreißen des Periadriatischen Lineaments zu einer durchlaufenden Störungsnaht entsprechend. Beträchtliche Einengung mit E–W-streichenden Faltenachsen (und Querfaltung B' | B) wird mit der Überschiebung der Karawanken nach Norden auf das Tertiär des Klagenfurter Beckens im Pannon bis Pont korreliert wie auch mit der Überschiebung der Steiner Alpen nach Süden auf Sarmatschichten.

Die variszische Orogenese bewirkt die Überschiebung von sieben Decken, die Schichten der Hochwipfel-Fm. einbeziehend, wobei die Überschiebungsrichtung weiterhin unklar ist (Erzgebirgische Phase?). Isoklinale Faltung der fünf tieferen Decken ist die Folge einer weiteren Einengung (Asturische Phase), vielfach am Wechsel aufrechter und inverser stratigraphischer Abfolgen der steilstehenden Serien erkennbar. Im tiefsten Niveau erreicht die Metamorphose das Ausmaß der Grünschieferfazies. Die höheren Decken sind zu asymmetrischen Syn- und Antiklinalen großer Dimension deformiert (Amplituden 100 m mehrfach übersteigend) mit klarer Nordvergenz. Das variszische Alter dieser nordvergenten Prägung ergibt sich sowohl durch den Vergleich des variszischen und alpidischen Baustiles als auch durch das transgressive Auflagern der postvariszischen Serien auf dem variszischen Faltenbau (Roßkofel).

GNJEZDA, Gregor (Dissertation): Tektonische und geothermische Untersuchungen im Raum Fohnsdorf–Judenburg/Steiermark.

Begutachter: Prof. TOLLMANN, Prof. SCHMIDT/Leoben

Eingereicht im Dezember 1988, approbiert am 20. Dezember 1988

Die Schwerpunkte dieser Arbeit waren einerseits die Untersuchung des Fohnsdorfer Beckens auf das Vorhandensein geothermischer Anomalien, andererseits sollte der Bewegungssinn und die Schubweite der Pölslinie im Raum des Fohnsdorfer Beckens mittels geologischer Methoden und einer Auswertung von Luftbildern bzw. von einem Satellitenbild erfaßt werden.

Im Raum Pöls–Weißkirchen stellt die Pölslinie ein komplexes Störungssystem dar. Horizontale und vertikale Bewegungsrichtungen erfordern einen mehrphasigen tektonischen Ablauf.

1) Granattypenunterschiede westlich und östlich des Hauptstörungsastes (im Bereich zwischen Oberzeiring und St. Peter), der von Oberzeiring – Pöls – Rothenthurm bis in den Feeberggraben verläuft, belegen eine Rechtsseitenverschiebung mit NNW–SSE-Verlauf.

2) Danach erfolgte durch Zerrung, Hebung der Seckauer Tauern (jungsteirische Phase), das Kippen einer Scholle nach Süden, deren Grenzen im N durch die Süd- randstörung des Seckauer Beckens, im NE durch den Ingeringverwurf, im SE durch den südlichen von Weißkirchen in NE-Richtung streichenden Bruch und im SW durch die sich neubildende SW-Randstörung gegeben sind.

3) Anschließend an diese Schollenkipfung kommt es zu einer faltenden Einengungstektonik, wobei rezent noch immer Einengungstendenzen zu beobachten sind. Die neotektonische Aktivität der Pölslinie ist die einer rechtsseitigen Scherzone. Als Druckkomponente wirkt eine N–S-Druckspannung und eine daraus resultierende E–W-Einspannung. Durch diese rechtsseitige Scherzone erfolgte gleichzeitig ein Herauspressen des Falkenberges und damit verknüpft, die Bildung eines "pull-apart"-ähnlichen Zerrungsbeckens bei Pöls. Weiters kommt es zur Trennung der Feeberger Mulden vom Fohnsdorfer Hauptbecken durch die Ausbildung einer Faltenstruktur (Liechtensteinbergzug).

Luftbildlineamente, die sich sowohl in den Terrassenschottern als auch in den postglazialen Talböden der Mur und Pöls feststellen lassen, sind Belege für die bis in jüngste Zeit wirkende Tektonik.

Gründe und Hinweise für eine geothermische Untersuchung in diesem Gebiet waren zum einen die Lage in einem Bruchsystem (wo erwärmtes Wasser an tiefgreifenden Störungen aufdringen kann), anomale Quellaustritte in der näheren Umgebung, eine erhöhte Maturität der Fohnsdorfer Glanzbraunkohle und zum anderen zahlreiche Beobachtungen aus dem Fohnsdorfer Bergbau wie sie der Warmwassereinbruch aus dem Jahr 1940 im Wodzicky-Hauptschacht, zahlreiche Sinterbildungen und Mineralwassermigrationen im Karl-August-Schacht und ein mit der Tiefe steigender Temperaturgradient (von $33,9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ \rightarrow $39,1^{\circ}\text{C}/\text{km}$) zeigen.

Die geothermische Oberflächenerkundung des Fohnsdorfer Beckens erfolgte einerseits durch Bodentemperaturmessungen in geschlagenen Löchern und andererseits durch eine Infrarotvermessung. Sämtliche Temperaturhochs treten in der Nähe von Störungen auf und können diesen zugeordnet werden. Die Bodentemperaturmessungen zeigen eine strukturell gute Übereinstimmung mit den korrigierten Infrarot-Oberflächentemperaturen.

Sowohl die Anomalien im Raum Pöls – Thalheim als auch die Temperaturerhöhungen bei Schloß Gabelhofen, nördlich von Weißkirchen und im Raum Flatschach sind in beiden Meßmethoden erkennbar.

Die Pölser und die Thalheimer Anomalie lassen sich durch N–S-streichende Brüche erklären, die schon aus der Geologie deutlich hervorgehen. Die Anomalie bei Schloß Gabelhofen dürfte ihre Ursache in dem NW-streichenden Pölser Bruchsystem haben. Es ist anzunehmen, daß der Ingeringverwurf mit einer Sprunghöhe von 300 m die Ursache für die thermische Anomalie in der Gegend von Flatschach – Rattenberg ist. Für die erhöhte Temperatur nördlich von Weißkirchen dürfte die durch Eppenstein nach NE streichende Störung verantwortlich sein.

Zwei Gebiete, die eine Temperaturerhöhung aufweisen, aber aufgrund der zu geringen Meßpunkte nicht als gesicherte Anomalien angesprochen werden können, befinden sich im Feeberggraben südlich des Erhardbauern und südwestlich von Ju-

denburg im Oberweggraben.

Am Beispiel des Pölser Bruchsystems konnte gezeigt werden, daß sich die N–S- und NW–SE-verlaufenden Hauptbruchlinien auch thermisch verfolgen lassen.

Die Wärmeanomalie südlich von Fohnsdorf, bei Schloß Gabelhofen, die in der näheren Umgebung von Judenburg den größten Grund zur Hoffnung auf Thermalwasser gibt, wurde mit Hilfe verdichteter Meßprofile genauer untersucht. Gegenüber der großräumigen Vermessung des bearbeiteten Gebietes erscheint diese südlich von Fohnsdorf gelegene Anomalie nun auf eine schmale, 500 m breite WNW–ESE-streichende Zone beschränkt, die der Verfasser als Nebenstörungsast der Pöslinie betrachtet. Es ist anzunehmen, daß dieser Störungsast für das Auftreten des Säuerlings im Karl-August-Schacht verantwortlich ist. Anthropogene Einflüsse auf die Bodenmeßtemperaturen konnten bei Temperaturmessungen in den Tiefbrunnen im östlichen Bereich des Fohnsdorfer Beckens nicht festgestellt werden. Im westlichen Teil des Beckens ergaben sich durch das Fehlen von Tiefbrunnen Schwierigkeiten.

Als Grund für die auftretenden Temperaturhochs können zirkulierende Tiefenwässer in lokalen permeablen Zonen des Pölser Bruchsystems in Betracht gezogen werden. Aus den zahlreichen Beobachtungen des Fohnsdorfer Bergbaubetriebes läßt sich sagen, daß der Hauptwasserhorizont an der Grenze Tertiär–Kristallin liegt. Als Aquifer dienen die stark zerklüfteten Bretsteinmarmorzüge, die ein verzweigtes, wasserwegiges Netz darstellen. Zahlreiche Zerrstrukturen, wie sie aus den Luftbildern und dem Satellitenbild erkennbar sind, belegen die extrem hohe Klüftigkeit im Bereich Fohnsdorf. Demnach ist eine Deckung der Temperaturanomalie bei Schloß Gabelhofen mit dem erhofften Aquifer (zerklüfteter Bretsteinmarmor) zu erwarten.

Die Temperaturhochs im Bereich Fohnsdorf–Judenburg berechtigen zu einer gewissen Hoffnung, jedoch bleibt nach dem derzeitigen Kenntnisstand offen, ob das Wasserangebot in den Wärmereservoirs für eine geothermische Nutzung ausreichend ist. Die gewonnenen Erkenntnisse der geothermischen Vermessung in seichten, 2,3 m tiefen Schlaglöchern und einer Infrarotvermessung können als Voraussetzung für weitere Untersuchungen herangezogen werden.

HERLICKA, Kurt (Diplomarbeit): Oligozän der Waschbergzone nördlich der Zaya.

Begutachter: Prof. TOLLMANN

Eingereicht im Januar 1989

Die oligozäne Schichtfolge der Waschbergzone nördlich der Zaya-Linie bis zur CSSR-Grenze stellt eine ohne Schichtlücken behaftete marine Schelfsedimentation von der NP 21 (tiefes Rupel) bis zur NP 25 (oberes Chatt) dar und geht ohne Unterbrechung weiter in das Miozän. Es wurden dafür acht Lokalitäten bei Altruppersdorf, Ottenthal und Falkenstein bearbeitet.

Das Typusprofil von Ottenthal beginnt im Liegenden mit einer Wechselfolge von hellen Mergelsteinen, dunkelbraunen Tonen, vereinzelt dünnen Sandbänkchen, Menilithschichten (verkieselte Tonschiefer) und Diatomeen. Dieses untere Schichtpaket reicht von der NP 22 bis zur Halbzeit der NP 23. Darüber folgen bunte Tone mit dün-

nen Diatomitlagen (restliche NP 23 und NP 24).

Eine detaillierte Untersuchung der Schwermineralien, der Tonmineralien, des Karbonatgehaltes, des Nannoplanktons, der Foraminiferen und der Sedimentstrukturen der Profile A bis H aus den Regionen von Altruppersdorf, Ottenthal und Falkenstein und die sedimentpetrographische Analyse der Sandbänder des Profiles E brachten die nun folgenden stratigraphischen und faziellen Ergebnisse bzw. ermöglichten eine zeitliche Einordnung in das Typusprofil von Ottenthal.

Die stratigraphische Gliederung mit dem Karbonatgehalt erfolgt derart, daß von der NP 22 bis zur Halbzeit der NP 23 (unterer Karbonatabschnitt) eine starke Schwankungsbreite des Karbonatgehaltes zwischen 0 und 54 % auftritt, wohingegen im hangenden Bereich (restliche NP 23, NP 24 und NP 25 – oberer Karbonatabschnitt) der Karbonatgehalt immer unter 10 % bleibt.

Im Schwermineralspektrum dominieren in der NP 22 und im basalsten Teil der NP 23 (unterer Schwermineralabschnitt) der Turmalin mit rund 20 % und der Zirkon mit etwa 25 % gegenüber dem Granat, der mit etwa 30 % vorkommt.

Untergeordnet kommen Rutil, Apatit, Staurolith und Disthen vor. In der restlichen NP 23, in der NP 24 und 25 (oberer Schwermineralabschnitt) dominiert Granat deutlich zwischen 52 und 90 %. Turmalin hingegen kommt nur mit 5 bis 12 % vor, untergeordnet sind Zirkon, Rutil, Epidot/Zoisit, Apatit, Staurolith, Disthen und Andalusit vorhanden. Die Hornblendens fehlen meist, nur im Profil E treten sie mit etwa 15 % doch sehr häufig auf, es dominieren dabei die braungrünen bis braunen Varietäten. Die Schwermineralien sind alle gut gerundet, ein Beweis für ihren langen Transportweg von etlichen Zehner-Kilometern. Da nun der untere Karbonatabschnitt bis zur Halbzeit der NP 23 reicht, der untere Schwermineralabschnitt jedoch nur bis zum basalsten Anteil der NP 23, ist es möglich, mit diesen beiden Analysen einen mittleren Bereich zu definieren (von 8,7 bis 15,4 Meter im Typusprofil von Ottenthal), der dann verwendet werden kann, wenn ein Profil, wie beispielsweise das Profil A oder E, den unteren Karbonat- und den oberen Schwermineralabschnitt repräsentiert. Dieser mittlere Bereich entspricht der unteren Hälfte der NP 23. Es ist also möglich, mit den beiden obigen Analysen die Nannoplanktonzone 23 noch weiter zu unterteilen.

Die Tonmineralanalyse läßt keine stratigraphische Auswertung zu. Smektit dominiert mit rund 40 bis 50 %, Kaolinit schwankt stark zwischen 2 und etwa 20 %, der Illitgehalt variiert zwischen 10 und 40 %, Chlorit kommt mit 10 bis 15 % vor und Fire-Clay mit etwa 20 %.

Der röntgendiffraktometrisch durchgeführte Gesamtmineralbestand zeigt eine Dominanz der Schichtsilikate (mehr als 50 %), erst in zweiter Linie Kalzit und Quarz und manchmal erhöhte Werte von Dolomit und Gips.

Die Foraminiferenfaunen sind sehr ärmlich – das Plankton ist oft bereits weggelöst und der Gehalt an benthonischen Foraminiferen ist auf Grund der stagnierenden – bzw. reduzierenden Bedingungen gering. Im basalen Teil des Profiles B (Faunenliste) ist Mitteloligozän belegt, etwa der NP 24 entsprechend bzw. dem Rupel-Tonmergel der unteren Puchkirchner Serie der Molassezone. Die Fauna ähnelt jener der Pausramer Entwicklung in der CSSR. Im hangenden Teil des Profiles B ist die P 21 belegt mit einem Anklang an das Molasseplankton. Profil E (Faunenliste) wird in das Rupel gestellt – der liegende Bereich zeigt einen Anklang an die Pausramer Mergel, der hangende Bereich weist auf die Rupel-Tonmergel (untere Puchkirchner Serie) der Molassezone. Profil G beinhaltet nur umgelagerte Formen aus der Oberkreide und aus dem Eozän. Profil H (Faunenliste) wird in das Eger gestellt. Die Fauna des hangenden

Bereiches entspricht dem oberen Eger und damit den Boudek-Schichten, die diskordant auf den Pausramer Mergeln liegen, in der CSSR.

Als Ablagerungsbereich wird für das Profil E der mittlere distale Offshore-Bereich (mittlere energetische sturmdominierte Schelfzone) angenommen. Alle anderen Profile (Profil A, B, C, F, G und H) repräsentieren eine Sedimentation im niedere energetischen distalen Offshore-Bereich. Die Sedimentation erfolgt unterhalb der Wellen- bzw. Sturmwellenbasis. Die Tone- bzw. Mergelgesteine der Profile A, B, F, G (hangender Teil) und H (liegender Anteil) sind meist von dunkler Farbe, sind laminiert, führen reichlich Gips (mehr als 50 Vol.-% in der Kornfraktion 0,5–0,125 mm), Fischreste (Anklang an die Fischfazies in Mitteleuropa) und nur, wenn überhaupt, ein verarmtes Benthos, was für eine Sedimentation unter stagnierenden bzw. euxinischen Bedingungen spricht. Profil C besteht aus fast weißen, plattigen, laminierten Mergelsteinen. Profil F führt anstatt des Gipses Quarz (70–90 Vol.-% in der Kornfraktion 0,5–0,125 mm), die Tone bzw. Mergeltone sind von hellgrauer Farbe und nicht laminiert. Die darin eingeschalteten, etwa 1–2 dm mächtigen Sandlinsen sind keine Strandsande, sondern solche, die auf Grund von Sturmereignissen in den Bereich des mittleren Schelfbereiches kamen. Dafür spricht die schlechte Sortierung, die beinahe symmetrische Schiefe der Mittelsande und das Fehlen von zwei Saltations-Subpopulationen im Wahrscheinlichkeitsnetz. Die Faziesausbildung der Tongesteine wird demnach als normal marin bezeichnet.

Der liegende Bereich des Profiles G und der hangende Bereich des Profiles H können nach den Ablagerungsbedingungen ebenfalls als normal marin bezeichnet werden.

Der häufig vorkommende Glaukonit (besonders im Profil G) verweist auf eine Schelfsedimentation.

Radiolarien sind häufig im hangendsten Abschnitt des Profiles H vorhanden.

Diatomeen finden sich im Profil A und im hangenden Abschnitt des Profiles H.

Profil D stellt einen etwa 14 Meter langen Hohlwegaufschluß der Menilithschichten dar, welcher in die NP 22 gestellt wurde.

PAVLIK, Heinrich (Diplomarbeit): Zur Geologie der Weyerer Bögen südlich von Großraming im Ennstale (Oberösterreich).

Begutachter: Prof. FAUPL

Eingereicht im Mai 1989

Das kartierte und bearbeitete Gebiet liegt südlich von Großraming/OÖ im Bereich der geologischen Bogenstruktur der Weyerer Bögen.

Der westliche Teil, der Lumplgraben, gehört zur Reichraminger Decke. Es sind hier hauptsächlich Gosauablagerungen (v.a. Brunnbachschichten, Maastricht) aufgeschlossen, welche der West–Ost-streichenden Reichraminger Decke diskordant aufliegen. Im Osten wird diese durch die Frankenfesler Decke überschoben. Dazwischen ist im Südteil des Gebietes noch ein Span von Cenomanrandschuppe eingeklemmt. Diese beiden tektonischen Elemente bilden die externen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen, die hier aufgrund des Eindrehens der Weyerer Bögen NNE–SSW streichen.

Die Schichtfolge der Frankenfesler Decke reicht von der Opponitzer Rauwacke als Abscherungshorizont bis zu den mittelkretazischen Tannheimer- und Losensteiner

Schichten, welche die Kernzonen der langgestreckten Muldenzüge bilden. Es sind insgesamt vier solcher Mulden entwickelt: Rettenbach-, Spindeleben-, Innbach- und Almkogelmulde. Die Muldenachsen steigen nach SSW an, sodaß im Südteil des Gebietes tiefere Teile der Frankenfeser Decke aufgeschlossen sind.

Zwischen und auch innerhalb der Mulden sind fazielle Unterschiede zu beobachten. Im Mittel- und Ostteil der Frankenfeser Decke ist eine jurassische Hochzone ausgebildet, deren Scheitelpunkt westlich der Innbachmulde liegt, hier transgrediert der Malm direkt auf dem Hauptdolomit.

Als äußerst problematisch und fraglich erwies sich die Grenzziehung zwischen Frankenfeser- und Lunzer Decke am Almkogelzug, eine Grenze, deren Lage, bzw. Existenz von verschiedenen Autoren immer wieder in Frage gestellt wurde und wird. Auch im vorliegenden Gebiet konnte kein Hinweis auf eine Deckengrenze gefunden werden, Frankenfeser- und Lunzer Decke scheinen hier ohne größere tektonische Grenze miteinander verbunden zu sein.

RAMMEL, Michaela (Dissertation): Zur Kenntnis der Flyschzone im Untergrund des Wiener Beckens. Die Glaukonitsandsteinserie.

Begutachter: Prof. FAUPL, Prof. FRANK

Eingereicht im Januar 1989, approbiert am 20. Januar 1989

In dieser Arbeit wurde die Glaukonitsandsteinserie (GSS) der Flyschzone im Untergrund des nördlichen Wiener Beckens einer lithofaziellen und teilweise auch einer sedimentologischen Untersuchung, aufbauend auf den Bohrergebnissen der ÖMV AG und deren bisherigen Interpretation, unterzogen. Ein Vergleich mit dem Wienerwald und den Karpaten wurde durchgeführt.

Die GSS ist im Untergrund des Wiener Beckens in drei Schuppen anzutreffen.

Basierend auf Bohrkernprofilen und Bohrlochmessungen konnte gezeigt werden, daß die GSS von vier Lithofazies nach der Einteilung von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) aufgebaut wird:

1) Grobkörnige Sandsteine und Konglomerate: In den Bohrkernen konnten Sandsteine mit feinkörnigem bis mittelkörnigem Kiesanteil beobachtet werden. Diese sind mit der Fazies A zu vergleichen. In der Zistersdorfer und Göstinger Einheit waren nur Sandsteine mit einem feinkörnigen Kiesanteil vorhanden. In der Harrersdorfer Einheit hingegen konnten auch mittelkiesige Sandsteine festgestellt werden. Diese größte Fazies kann man als proximalsten Anteil der bisher erbohrten GSS im nordwestlichen Untergrund des Wiener Beckens auffassen.

2) Mittel- bis grobkörnige, ungradierte Sandsteinbänke: Es handelt sich um Rinnefüllungen, auf die die BOUMA-Abfolge nicht anwendbar ist. Sie sind teilweise mit Tonklasten durchsetzt. Sie entsprechen der Fazies B.

3) Ablagerungen, die nach der BOUMA-Sequenz beschrieben werden können: „Proximale“ Turbidite – Fazies C: – Ta + Te-Abfolgen – Ta bis Te Abfolgen. „Distale“ Turbidite – Fazies D: – Tb/Tc bis Te-Abfolgen – Td bis Te-Abfolgen.

Der Anteil der einzelnen Fazies in der GSS kann anhand des vorhandenen Bohrkernmaterials und Log-Untersuchungen abgeschätzt werden.

Proximale Turbidite und massive Sandsteinbänke sind mit ca. 70 % im 1. und 3.

Glaukonitsandsteinhorizont (GSH) vertreten. Distale Turbidite sind vorwiegend im 2. GSH mit ca. 70 % und in den „Mergelhorizonten“ (pelitreiche Horizonte mit vereinzelt Sandstein/Siltlagen) vorhanden.

Die Schwermineraluntersuchungen ergaben für die GSS ein homogenes Spektrum mit Zirkonvornacht und einem beträchtlichen Turmalin- und Rutilgehalt.

Anhand der Untersuchungen kann aber nicht auf ein eng begrenztes Liefergebiet geschlossen werden.

Die Sandsteine der GSS sind vorwiegend als Quarzarenite, weiters als sublithische Arenite und Subarkosen zu bezeichnen.

Durch die schlechte Sortierung und Rundung sind sie als gering reifes (submatures) Sediment anzusprechen. Die Grundmasse ist hauptsächlich tonig oder siliziklastisch, teilweise auch karbonathaltig.

Gesteinsbruchstücke sind vorwiegend Kristallinmaterial der Böhmisches Masse und Sedimentgesteinsbruchstücke, wahrscheinlich aus dem Molasseuntergrund.

Die Pelite mit unterschiedlichem Karbonatgehalt (bis 20 %) setzen sich großteils aus Kaolinit und Illit (Untersuchungen der ÖMVAG) zusammen.

Die paläogeographische Herleitung des Sedimentmaterials in diesem Gebiet kann anhand von Mächtigkeitkarten und der Verteilung der Sandstein- und Ton/Mergelgehalte aus dem Nordwesten angenommen werden.

Als Paläoenvironment kann man ein submarines Tiefseefächersystem vermuten. So bilden der 1. und 2. GSH ein progradierendes Tiefseefächersystem, wobei der 2. GSH als distaler und der 1. GSH als proximaler Abschnitt fungieren.

Die tieferen Horizonte (3. bis 6. GSH) lassen nur Merkmale von proximalen Tiefseefächerabschnitten erkennen.

Aufgrund der Faziesassoziationen sind Rinnenfüllungen, Ablagerungen des Rinnenrandes, des Zwischenrinnenbereiches und Lobenabfolgen zu beobachten. Innerhalb der GSS ist eine Abnahme der Proximalität in SE-Richtung festzustellen.

Die GSS ist im Vergleich zu anderen, gleichaltrigen Sedimenten der Wienerwaldflyschzone das nördlichste und proximalste Element. Sie entspricht im Wienerwald den Greifensteiner Schichten und in den Karpaten den Solaner Schichten. Im Gegensatz zum Wienerwald reicht im Untergrund des Wiener Beckens die Schichtfolge mit dem Steinbergflysch höher hinaus. Erste deutliche Hinweise dieser Änderung sind schon in den Obertagsaufschlüssen vom Bisamberg (H. HEKEL, 1968) zu beobachten. In Richtung Tschechoslowakei nimmt die Mächtigkeit der Steinbergflyschserie (= Zliner Schichten) noch zu. Im allgemeinen kann gesagt werden, daß die drei Teileinheiten der Greifensteiner Teildecke mit einigen Änderungen bis zum Steinberg (NW von Zistersdorf) zu verfolgen sind. Durch den Steinbergbruch werden zwei Teileinheiten mit der Tiefscholle abgesenkt. Es läßt sich daher nur die dritte Teileinheit (Harrersdorfer Einheit) anhand von Bohrungen bis zur Grenze der CSSR verfolgen. Der weitere Verlauf konnte leider mangels Bohrmaterial aus dem tschechoslowakischen Gebiet des Wiener Beckens nicht mehr bestimmt werden.

MARTINELLI, Walter (Diplomarbeit): Strukturprägung und Kristallisationsverlauf im Grenzbereich des Wölzer Kristallins und der Ennstaler Phyllite (Walchental, Steiermark).

Begutachter: Prof. FRANK

Eingereicht im August 1989

Im Zuge einer Diplomarbeit wurden Untersuchungen zur Struktur- und Kristallisationsgeschichte im nördlichen Wölzer Kristallin, ein Teil des Altkristallins östlich des Tauernfensters, und den überlagernden südlichen Ennstaler Phylliten durchgeführt. Die vermutlich altpaläozoischen, vorwiegend pelitischen Ausgangsgesteine erfuhren ihre metamorphe Prägung im wesentlichen in zwei zeitlich voneinander trennbaren Ereignissen.

Eine erste variszische Metamorphose erreichte grünschieferfazielle Bedingungen, wobei die Bildung von Granat nicht nachgewiesen werden konnte. Damit verbunden kam es zu einer intensiven Verfallung und zur Ausbildung einer penetrativen Achsen-ebenenschieferung, die in großen Teilen südlich des Arbeitsgebietes im Wölzer Kristallin das heute noch dominierende *s* darstellt.

Eine zweite Metamorphose (kretazisch) erreichte im nördlichen Wölzer Kristallin und den südlichen Ennstaler Phylliten (Bereich der Grünschiefer), mit der Bildung von Granat und Hornblende, Bedingungen der Ab—Ep—Alm Subfazies.

Dabei kam es am Höhepunkt der Kristallisation und danach zur Ausbildung einer crenulation cleavage, die ebenso wie die Metamorphose, ohne ersichtliche Diskontinuität über die Grenze Wölzer Glimmerschiefer/Ennstaler Phyllite verfolgbar ist und das Hauptstrukturelement im bearbeiteten Gebiet darstellt. Die beobachteten Strukturelemente sprechen für eine Relativbewegung ursprünglich benachbarter Komplexe in alpidischer Zeit, wobei das Ausmaß dieser Relativbewegung bis jetzt noch kaum quantifiziert werden kann. Die N-vergente Relativbewegung überdauerte die Kristallisation und lief unter kühleren Bedingungen aus.

KOSTNER, Albert (Diplomarbeit): Metamorphose- und Deformationsgeschichte des südöstlichen Öztalkristallins mit besonderer Berücksichtigung der Eklogitvorkommen im Saltausertal (Texelgruppe) (Südtirol, Italien).

Begutachter: Doz. THÖNI

Eingereicht im Oktober 1989

Im Bereich der E' Texelgruppe im Saltausertal ist eine Gesteinsabfolge bestehend aus mächtigen Bi-Plag-Gneisen (und untergeordnet Orthogneisen) mit fließenden Übergängen in z.T. mineralreiche Glimmerschiefer aufgeschlossen. In diese Serie sind bis etliche 10-er Meter mächtige Lagen von Eklogiten, Eklogitamphiboliten und GAmphiboliten eingeschaltet.

Vier Deformationsereignisse sind erkennbar, wobei D2 und D3 als penetrative Deformationen die Mehrzahl der vorliegenden Strukturen zugeschrieben werden kann. Während D2 als Deformation des variszischen Zyklus wird die Hauptschieferung *s*₂ gebildet, die in allen Gesteinen zu beobachten ist. Die gesamte Serie bildet seit dem Beginn von D2 eine Einheit. Im Zuge von D3 kommt es zu teilweise intensiver Fal-tung von *s*₂ und zur Ausbildung einer Schieferung *s*₃. D3 ist vermutlich als früh-eo-

alpines Deformationsereignis zu betrachten, die Mineralparagenese Stau–Ky–Plag–Ga2–Bi–Mu–Qz in den Metapeliten überwächst die D3-Strukturen. Während D4 kommt es zur Bildung von Strukturen, die nach der Bildung dieser Paragenese in einem auskühlenden Kristallin entstanden sind.

Die maximalen eoalpinen Metamorphosebedingungen in den Metapeliten betragen 635°C bei etwa 6 kb. Im Bereich der Passer kommt es zu einer Zerschierung dieses Metamorphoseprofils: eoalpin amphibolitfaziell geprägte Gesteine kommen neben eoalpin nicht oder nur schwach beeinflussten Serien zu liegen. Radiometrische Daten engen den Zeitraum für die temperaturbetonte eoalpine Metamorphose in den Metapeliten auf 100 bis 85 M.a. ein, die Bi-Abkühlalter reichen bis 65 M.a. Es findet sich sowohl variszischer (Ga1) als auch eoalpiner (Ga2) Granat.

In den Eklogiten bilden Ga2–Omp–Qz–Rt–Zoi–Amph(?)–Phengit(?) die Hochdruckparagenese, die bei 550°C und mindestens 13 kb gebildet wurde. Nachfolgend kommt es zu einer amphibolitfaziellen Überprägung bei etwa 630°C und 6 kb. Granat tritt in 2 Generationen auf, wobei die zweite den Übergang von druck- zu temperaturbetonten Bedingungen anzeigt. Radiometrische und texturale Daten legen eine Einordnung dieses Metamorphosezyklus in den eoalpinen Zeitraum nahe, wobei die dem Hochdruckereignis folgende amphibolitfazielle Metamorphose die Metapelite völlig überprägt, während die Eklogite teilweise kaum beeinflusste Paragenesen zeigen.

Als starke Hinweise auf eoalpine Hochdrucke aus den Hüllgesteinen der Eklogite werden Phengite mit eoalpinen Rb–Sr-Altern aufgefaßt, deren Zusammensetzung im Kernbereich auf Drucke von mindestens 11 kb hindeutet.

Das Modell für die Entstehung der Hochdruckparagenesen sieht ausgedehnte vertikale und horizontale Scherbewegungen im Zuge von Schließungsvorgängen am Westende der Tethys (Vardar-Ozean) vor. Die westliche Fortsetzung, die Apulische Mikroplatte, wird in diese Umgestaltung miteinbezogen. Dadurch kommt es in jenen Teilen des kontinentalen Kristallins, das dem heutigen Südrand der ostalpinen Decken entspricht, regional zu tiefer Versenkung alter Kruste (bis zu ≥ 40 km). Diese Vorgänge können (vom Oberjura) bis in die Mittelkreide angedauert haben. Im Zuge des Aufstieges kommt es zu Temperaturanstieg und Druckabfall. Im Untersuchungsgebiet beschleunigten Bewegungen entlang der Schlinig- und Jaufenlinie die Freilegung des tiefst versenkten Bereiches (östliche Texelgruppe).

MOSSBAUER, Lutz (Diplomarbeit): Tektonik und Fazies in der südlichen Reichraminger Decke westlich der Krumpfen Steyrling, nördlich des Sengsengebirges (Oberösterreich).

Begutachter: Prof. TOLLMANN

Eingereicht im Oktober 1989

Der südlichste Teil der Reichraminger Decke, die, tektonisch gesehen, das Hochbajuvarikum westlich der Enns bildet, zeigt einen engen Falten- und Schuppenbau, der bereits auf der geologischen Karte 1:75.000 (Blatt Kirchdorf und Blatt Weyer) von G. GEYER (1912) deutlich herausgearbeitet wurde. Südlich des bearbeiteten Gebietes baut sich die aus lagunärem Wettersteinkalk bestehende Sengsengebirgsantikli-

nale der Hölleengebirgsdecke auf, deren Scheitel gebrochen ist und die gegen Westen zunehmend die Reichraminger Decke überschiebt. Der östliche Ausläufer des Sengsengebirges (Krestenberg) zeigt keine deutliche Überschiebung, und es ist wegen der Vielzahl der Störungen noch nicht klar, wo die Deckengrenze östlich der Kr. Steyrling zu legen ist. Im Sengsengebirge treten zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit selten Lunzer Schichten und Opponitzer Kalke auf. Der Hauptdolomit bildet die Basis der vier Kreide- und zwei Juramulden des Ebenforstmuldensystems. Von Süden gegen Norden wurden die, im Streichen selten über größere Distanzen verfolgbaren, Synklinalen mit Namen belegt: Schaumbergsynklinale und Hütbergmulde sind die beiden südlichsten Mulden. Sie zeigen eine charakteristische Kirchsteinkalkentwicklung im Lias und Oberalmer Schichten im Malm. Die nördlich anschließende Hochsattelmulde besitzt eine tektonisch arg zerschernte Schichtfolge bis zum Radiolarit und ist für paläogeographische Überlegungen kaum brauchbar. Die zentrale Ebenforstmulde zeigt in ihrer Schichtfolge im Lias roten Hierlatzkalk und Tithonflaserkalk im Malm. Die Zaglbaueralmmulde ist vor allem durch die Tithonbrekzie im Nordschenkel gekennzeichnet. Die Ackermäuer-Mulde ist als Rest mit einer Schichtfolge bis in den oberen Lias und mit Lesesteinen bis in den oberen Dogger nachgewiesen. P. STEINER (1968) parallelisiert auf Grund der faziellen Unterschiede im Nord- und Südschenkel die Ebenforstmulde mit der Königsbergmulde der Sulzbachdecke östlich der Weyerer Bögen. Nördlich des Ebenforstmuldensystems, das bereits von G. GEYER (1912) ähnlich dargestellt wurde (drei Einzelmulden innerhalb einer großen Synklinalstruktur), taucht wieder Hauptdolomit mit unterlagerndem Opponitzer Kalk und Lunzer Schichten auf. Unter den Lunzer Schichten folgt Rhätkalk (im Vorderreuter- und Hinterreuter Stein sehr mächtig, gegen Westen geringmächtig). Zwischen den Lunzer Schichten und dem Rhätkalk (von G. GEYER, 1912 als Opponitzer Kalk, von W. WERNECK, 1974 als Wettersteinkalk verzeichnet) liegt die Schuppengrenze der Altersteinschuppe (Alterstein entspricht Vorderreuter Stein der neuen Karten). Diese Schuppengrenze läßt sich auf alle Fälle bis zur Wieseralpe verfolgen, wobei sie westlich des Vorderreuter Steins und westlich der Polzalpe an etwa NNW–SSE orientierten Störungen nach N vorspringt. Die von G. GEYER (1912) in der geologischen Karte als Wettersteinkalk ausgeschiedenen Felswände nördlich der Wieseralpe wurden von A. TOLLMANN (1976b) als Fortsetzung der Siebensteinantiklinale gedeutet. Allerdings handelt es sich bei den Wettersteinkalken ebenfalls um Rhätkalke (Fortsetzung der Altersteinschuppe nach Westen). Der Große Buchberg, ebenfalls nach A. TOLLMANN (1976b), Vereinigungspunkt der Kaiblingantiklinale und der Siebensteinantiklinale trägt nach R. BRAUNSTINGL (1988) und eigener Anschauung eine Synklinale, deren Schichtfolge bis ins Tithon reicht. Diese Mulde darf wohl als Fortsetzung der Größtenbergmulde gesehen werden. Die Schuppengrenze der Altersteinschuppe läßt sich südlich des Ramsauer Größtenberges bis in die Hopfing und weiter nach Westen bis in den Bertelgraben (Steyrtal) verfolgen. Die Siebensteinantiklinale ist am Siebenstein gut mit Fallzeichen zu erfassen, ihre Fortsetzung nach Osten jedoch nicht mehr.

BUCHBESPRECHUNGEN

MATTHES, S.: Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. — 2. überarb. und erweiterte Auflage, 165 Abb., 2 Taf., 444 S. (Springer Verlag), Berlin etc. 1987. — Kart. DM 69,—, ISBN 3-540-17339-0.

Der große Vorteil dieses Buches gegenüber anderen erdwissenschaftlichen Lehrbüchern ist die vorbildliche Übersichtlichkeit, die jungen Erdwissenschaftlern vor allem im ersten Studienabschnitt ein rasches Zurechtfinden ermöglichen wird. Für den Einsatz als studentische Lernhilfe spricht auch die Tatsache, daß man sowohl einen Abriss der speziellen Mineralogie, als auch die Grundlagen der Petrologie und der Lagerstättenkunde in ein und demselben Werk beieinander findet, was auch eine Kostenersparnis bringt.

Im Teil I, „Spezielle Mineralogie“, werden in aller Kürze nach stets gleichbleibendem Schema die häufigsten Minerale anhand ihrer morphologischen, physikalischen, chemischen und paragenetischen Eigenschaften vorgestellt. Diese Aufzählung kann im Rahmen einer Einführung natürlich nicht allzu viele Mineralspezies umfassen; es scheint jedoch angebracht, im Kapitel 3, „Sulfide, Arsenide und komplexe Sulfide (Sulfosalze)“, als Beispiele für die ansonsten völlig fehlende Abteilung E, „Sulfide mit nichtmetallischem Charakter“, die beiden durchaus häufigen As-Sulfide Realgar und Auripigment aufzunehmen, die sicher jedem Studenten der Erdwissenschaften schon in einem der ersten Semester begegnen. Kapitel 8, „Phosphate“, ist recht knapp ausgefallen. Beispiele für Arsenate und Vanadate fehlen ganz.

Sehr informativ und instruktiv ist Teil II, der der Petrologie und Lagerstättenkunde gewidmet ist. Hier bekommt der junge Student auch anhand zahlreicher klarer Abbildungen (meist Zeichnungen, wenig Photos) eine gründliche und verständliche Einführung in die Gesteinskunde und in die häufigsten Lagerstättentypen mit reellen Beispielen wirtschaftlich wichtiger Lagerstätten. Dieser Teil erstreckt sich über etwa zwei Drittel des Umfanges. Überhaupt ist der Buchtitel etwas irreführend. Es handelt sich eigentlich um ein — nichts desto weniger gutes — Lehrbuch der Petrologie mit einer sehr knappen Einführung in die spezielle Mineralogie.

Einen Gewinn für ein erdwissenschaftliches Lehrbuch stellt der Teil III dar, der sich mit den großtektonischen und erzbildenden Prozessen der Erde sowie — allerdings recht knapp — mit der „Geologie“ und Minderalogie des Mondes und der Einteilung der Meteoriten befaßt.

Dieses Lehrbuch wird vielen Studenten der Erdwissenschaften wertvolle Dienste leisten, und zwar sowohl in der Prüfungsvorbereitung im ersten Studienabschnitt als auch als Nachschlagewerk und Erinnerungshilfe für vorgeschrittene Studierende.

P. Spindler

GUTDEUTSCH, R., HAMMERL, CH., MAYER, I. & VOCELKA, K.: Erdbeben als historisches Ereignis. Die Rekonstruktion des Bebens von 1590 in Niederösterreich. — X + 222 S., 12 Abb. (Springer), Berlin etc. 1987. — Flex. geb. DM 34,—, ISBN 3-540-18048-6.

Für jeden der vor zehn Jahren den heftigen Disput in der Öffentlichkeit um die Erdbebengefährdung des Atomkraftwerkes in Zwentendorf im Tullner Feld verfolgt hat, ist die Lektüre dieses Buches von Prof. Gutdeutsch, Geophysiker, und den mitarbeitenden Historikern richtiggehend spannend. Denn die vorliegende Studie ist tatsächlich, wie in der „Motivation“ (S. IX) erläutert, im Hinblick auf diese Diskussion durchgeführt worden. Es sollte hierbei in einer Pilotstudie über das maßgebende, sogenannte „Neulengbacher Beben“ von 1590 gezeigt werden, um wieviel mehr man über Bebenwirkung und Bebengefährdung bei sorgfältiger Auswertung aller verfügbaren historischen Daten aussagen kann, eben auch im Hinblick auf die Praxis.

Das Buch erörtert zunächst sehr sorgsam die Art und Glaubwürdigkeit der Quellen, stellt dann kurz dieses Beben von 1590 samt Vor- und Nachbeben und den Auswirkungen vor und bringt dann im Hauptteil (S. 24–56) die Bebenwirkung in den betroffenen Regionen aufgrund der historisch belegten Meldungen. Darüber hinaus wird versucht, die Herdparameter aufgrund dieser nun breiten Basis besser gesichert zu ermitteln.

Im Anhang A werden auf 101 Seiten Chronikmeldungen über die Fernwirkungen im Originaltext mitgeteilt. Es folgen noch 14 S. Literatur, eine Fachwörterliste, ein Stichwortverzeichnis und schließlich der Bildteil mit 12 ausführlich erläuterten Abbildungen.

Das Ergebnis ist ein zweifaches: einerseits positiv, da nun durch eine Reihe neu entdeckter historischer Dokumente das Schadensausmaß dieses Bebens für jedermann klarer ersichtlich wird als vorher, sodaß auch R. Gutdeutsch selbst, der noch 1978 (entgegen manch anderer Aussage) von Zwentendorf im Tullner Feld verlautet hatte, daß es in keiner Erdbebenzone liege, nun aber die exorbitanten Schäden durch dieses „Katastrophenbeben“ im Tullner Feld und in Zwentendorf schildert.

Andererseits ist das Ergebnis im Vergleich zum Aufwand an Energie doch enttäuschend: alle Parameter bleiben weiterhin höchst unbefriedigend beantwortet: obgleich Katzelsdorf (Druckfehler, S. 59: „Katzelsbach“) am Südrand des Tullner Feldes die stärksten Schadenswirkungen aufwies, wird das Epizentrum weiterhin in traditioneller Weise mit Vorbehalt 20 km südwestlich davon plziert; die verursachende Störungszone bleibt im Buch weiterhin unbekannt. Gutdeutsch vermutet sie in E–W-Richtung oder in NW–SE-Richtung (S. 71), schließt die Auffassung des Rezensenten von einem NNE-Verlauf aus, begründet es mit dem Verlauf der ersten Isoseisten, während aber nach der neuen Studie von J. Drimmel & G. Lukeschitz (1986, Abb. 1–3) bei den besser erfaßten späteren Beben dieser Region die ersten Isoseisten in allen drei erfaßbaren Fällen NE- bis NNE-orientierten Ellipsen oder Figuren darstellen – was übrigens auch Gutdeutsch trotz gegenteiliger Aussage bekannt war, da er ein solches Drimmelsches Bild in seiner Abb. 11 direkt wiedergibt. Die Herdtiefe wird nunmehr als zwischen 2 und 28 km (!) möglich erachtet, die Magnitude bleibt unsicher (vielleicht 6,3 maximal). Als Wiederholungszeitrahmen werden ca. 430 Jahre errechnet, das bedeutet, daß ein neuerliches Beben in der Art von jenem von 1590 in absehbarer Zeit möglich wäre!

Mit den wenigen angeführten geologischen Fakten wird nicht sehr sorgfältig umgegangen, sodaß hierbei Unschärfen auftreten (Beispiel: Auf Tab. 1 werden über die Flyschzone hinaus auch die kalkalpinen Einheiten zu „Decken des Tertiärs“).

Das Schlußwort beim „Ausblick“ in diesem Werk ist nicht tröstlich: „An dieser Studie wird deutlich, daß eine eklatante Diskrepanz besteht zwischen der erhofften und praktisch erreichten Genauigkeit und Sicherheit der Informationen über das Beben . . . dies wirft ein bezeichnendes Licht auf die Auffassung der heutigen Erdbebenrisikoanalyse“.

Zusammenfassende Kurzcharakteristik: Ein interessantes, inhaltsreiches Buch, das dem Titel einer „Pilotstudie“ entspricht, besonders dank der mustergültigen Arbeit der Historiker.

A. Tollmann

REN, J., JIANG, Ch., ZHANG, Zh. & QIN, D.: Geotectonic Evolution of China. – X + 203 S., 30 Abb., 14 Taf., Berlin etc. (Springer)/Beijing (Science Press) 1987. – Geb. DM 108,-, ISBN 3-540-16606-8.

Das unter der Leitung von Prof. J. Huang zusammengestellte Buch über die tektonische Entwicklung Chinas enttäuscht in mehrfacher Hinsicht. Es basiert auf den veralteten Vorstellungen von Peive/UdSSR, daß Tiefbrüche die großtektonischen Einheiten und Deckensysteme begrenzen, welcher Idee Prof. Huang unter Mißachtung aller Ergebnisse der Plattentektonik nach wie vor anhängt. Ganz in diesem Sinne werden die randpazifischen Strukturen bis hinüber zum Kurilenbogen (S. 6 f.) gedeutet, werden die inneren Kontakte der chinesischen Mikroplatten und Deckensysteme einschließlich jener des Himalaya (S. 126–166) erklärt und den „143“ angeführten Tiefbrüchen zugeordnet (S. 127 ff.). Auch das ausführliche Kapitel über die Phasengliederung der tektonischen Zyklen Chinas steht ganz unter dem russischen Einfluß der strengen Zyklenlehre, wobei bei den vielen Zyklen vor der kaledonischen Ära keine Versuche für eine Korrelierung mit dem übrigen weltweiten orogenetischen Schema versucht wird. Ein Bezug auf die moderne, verständliche und logische großtektonische Gliederung dieses Raumes, wie wir sie etwa in etlichen Arbeiten von Sengör finden, wird unter Vernachlässigung der Zitierung nicht genommen.

Auch die nicht sehr zahlreichen Skizzen und Profile vermitteln nur begrenzt Informationen: häufig fehlt der Maßstab, stets die Orientierung der spärlich beschrifteten Profile, die 14 Fotografien im Anhang sind von der gewohnten schlechten chinesischen Qualität und die Erläuterungen

dazu sagen meist nichts über die Bedeutung des Dargestellten aus.

Inhaltlich ist das Buch in sechs Kapitel gegliedert: Methoden und Theorien, tektonische Zyklen in China, die tektonischen Haupteinheiten des Landes, seine Geosynklinalen, seine Tiefbrüche und die geotektonische Evolution Chinas.

Daß der Springer-Verlag dieses Buch in seine Produktion aufgenommen hat, mag wohl daran liegen, daß man glaubt, jede Zusammenfassung über diesen so lange verschlossenen Raum begrüßen zu müssen. Eine klare Übersicht über die Geotektonik Chinas gibt hingegen das ein Jahr zuvor in Oxford erschienene Buch von Yang, Cheng & Wang "The Geology of China", das von modernem Geist getragen ist. Natürlich bietet das vorliegende Buch zusätzliche Informationen zum Thema, die aber nur sehr selektiv ausgewertet werden sollten.

A. Tollmann

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R.: Sand and Sandstones (2. Auflage). – 553 S., 355 Abb., New York–Berlin–Heidelberg etc. (Springer-Verlag) 1987. – Soft cover DM 118,-, ISBN 3-540-96350-2.

Das bedeutendste und auch bekannteste Handbuch über Sande und Sandsteine hat nach 15 Jahren eine zweite Auflage erfahren, wobei das bewährte Konzept der 1. Auflage unverändert geblieben ist. In diesen vergangenen 15 Jahren wurden allerdings auf zahlreichen Gebieten bedeutende Fortschritte erzielt, so vor allem auf dem Gebiet der Faziesanalyse und der Environmentinterpretation von Sanden sowie in der Erkenntnis der Zusammenhänge zwischen Plattentektonik und Zusammensetzung von Sanden. Diese rasche Entwicklung hat eine wesentliche Erweiterung des Werkes notwendig gemacht, das sich nun in 12 Kapitel und einen Anhang gliedert.

Auf dem Gebiet der Fazies- und Environmentanalyse hat besonders die Beurteilung der Stellung der Sandkörper innerhalb einer sedimentären Abfolge gegenüber ihren textuellen Eigenschaften sehr an Bedeutung gewonnen. Neue sedimentäre Modelle, wie z. B. jenes für Fan Deltas oder für Deep Sea Fans haben jetzt Aufnahme gefunden. Großer Wert wird auch auf die Interpretation der Form von Bohrloch-Logs gelegt. Der Paläoströmungsanalyse wurde wegen ihrer großen Bedeutung für die Frage der Materialherkunft aber auch für die Environmentinterpretation ein eigenes Kapitel gewidmet. Die neuen Vorstellungen über die plattentektonische Entwicklung sowie die tektonische Position von Sanden und ihre davon abhängige charakteristische Zusammensetzung wurden entsprechend breit dargestellt. Auch das Kapitel über die Diagnose hat eine beträchtliche Ausweitung erfahren.

Der von den Autoren bereits in der ersten Auflage unterbreitete Nomenklaturvorschlag scheint sich soweit bewährt zu haben, so daß er auch hier unverändert wieder aufgenommen wurde. Dem leidigen nomenklatorischen Problem der hybriden Sande und Sandsteine haben sich die Autoren auch in dieser Auflage nicht angenommen, obwohl auf diesem Gebiet in der Zwischenzeit einige interessante Vorschläge gemacht wurden.

Es ist zu erwarten, daß auch diese aktualisierte Auflage wieder als Standardwerk für Sande und Sandsteine ihren festen Platz in jeder geologischen Bibliothek einnehmen wird.

P. Faupl

FRIEDRICH, G.H. & HERZIG, P.M. (Eds.): Base Metal Sulfide Deposits in Sedimentary and Volcanic Environments, Proceedings of the DMG–GDMB–SGA-Meeting Aachen. 1985 (Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Vol. 5). – IX + 280 p., 155 figs. (Springer-Verlag), Berlin–Heidelberg–New York, 1988. – Hand cover, DM 108,-. ISBN 3-540-18202-0.

In diesem Band der Reihe "Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits" sind wissenschaftliche Arbeiten, über die anlässlich einer gemeinschaftlichen Tagung der DMG (Deutsche Mineralogische Gesellschaft), der GDMB (Gesellschaft Deutscher Metallhütten und Bergleute – Fachsektion Lagerstättenforschung) und der SGA (Society for Geology Applied to Mineral Deposits) im September 1985 in Aachen referiert wurde, enthalten.

Neun Arbeiten beschäftigen sich mit dem Themenbereich der sedimentgebundenen Buntmetall-Lagerstätten, weitere sieben mit an Vulkanitserien gebundenen Vererzungen. In beiden Teilen sind sowohl allgemein theoretische Abhandlungen, aber auch Arbeiten mit regionalem Bezug enthalten.

Gerade in den letzten Jahren wurden in einer Vielzahl von Projekten die Genesen derartiger Lagerstätten überdacht, zumal die oft eindrucksvolle Entstehung von Metallanreicherungen am Meeresboden an zahlreichen Stellen auch direkt beobachtet werden konnte.

Der vorliegende, von J. FRIEDRICH und P. HERZIG redigierte Symposiumsband, hebt sich nicht nur aufgrund des hohen wissenschaftlichen Niveaus der Einzelarbeiten, sondern auch der hervorragenden graphischen und drucktechnischen Ausstattung des Gesamtwerkes wohltuend von anderen Symposiumsbänden ab.

Band 5 dieser äußerst interessanten Reihe ist sicher für einen breiten Kreis von Geowissenschaftlern von Interesse und bedingungslos zu empfehlen.

L. Weber

BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. (Eds.): Mineral Deposits within the European Community (Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Vol. 6). – XXIII + 558 p., 221 figs., 41 tabs. (Springer-Verlag), Berlin–Heidelberg–New York, 1988. – Hard cover, DM 228,–. ISBN 3–540–18201–2.

Das von J. BOISSONNAS und P. OMENETTO als Band 6 der Reihe "Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits" beschäftigt sich nicht mit Rohstoffvorkommen einer bestimmten Region, sondern ausnahmslos des Wirtschaftsblockes der Europäischen Gemeinschaft.

Der Ölschock der 70er Jahre war Anlaß für eine Reihe von Sucharbeiten nach Rohstoffvorkommen von vielen Bergbauunternehmen. Grundlegende Forschungsarbeiten wurden seit Beginn der 80er Jahre vom Ministerrat der EG im Rahmen mehrerer Programme initiiert und finanziert.

Ziel dieser Arbeiten war, den Eigenversorgungsgrad der EG mit Rohstoffen zu erhöhen, in dem die Suche nach mineralischen Rohstoffen intensiviert bzw. Methoden der Aufbereitung oder der Verarbeitung der Rohstoffe optimiert wurden.

Die Herausgeber wollen das Werk nicht als Dokumentation oder Nachschlagwerk von Rohstoffvorkommen der EG verstanden wissen, sondern lediglich als Sammlung einer Reihe von wissenschaftlichen Arbeiten der Rohstoffvorkommen innerhalb der EG.

Das Werk ist in drei Teile gegliedert:

I. Wolfram (und mehr oder weniger damit vergesellschaftete Elemente wie Sn, Mo, usw.).

II. Chromit- und Platingruppenelemente.

III. Buntmetalle und andere Rohstoffe (Phosphate, Seifen, etc.) in sedimentgebundenen Lagerstätten.

Im ersten Teil werden in einer Reihe von wissenschaftlich hochstehenden Arbeiten Wolfram- und Zinnlagerstätten sowohl allgemein, als auch regional behandelt, wie z.B. die bekannten Zinnerzlagerstätten Englands, der französischen Pyrenäen, Portugals, der Piemont Alpen, des französischen Zentralmassives, Irlands und Grönlands (13 Einzelarbeiten).

Im zweiten Teil befassen sich vier Arbeiten mit Chromit- und Platingruppenelementvorkommen Griechenlands, des nördlichen Omans und Neukaledoniens, aber auch weniger bekannter Vorkommen der Shetland-Inseln.

Im Teil 3 sind zwölf Einzelarbeiten zusammengefaßt, die sich zum Großteil mit karbonatgebundenen Blei-Zinkvererzungen auseinandersetzen.

Ein Inhaltsverzeichnis gestattet ein gezieltes Suchen. Druck und Abbildungen sind ausgezeichnet. Als einzige Kritik, die allerdings an den Verlag zu adressieren ist, ist das Fehlen jedes Hinweises über den Inhalt der fünf vorhergegangenen Bände dieser hervorragenden Reihe. Wenngleich dieses Werk in erster Linie für den engeren Fachkreis von Rohstoffgeologen von Interesse ist, darf es bedingungslos auch dem breiten Kreis der Geowissenschaftler empfohlen werden.

L. Weber

GOCHT, W.R., ZANTOP, H. & EGGERT, R.G.: *International Mineral Economics – Mineral Exploration, Mine Valuation, Mineral Markets, International Mineral Policies.* – XIV + 271 p., 46 figs. (Springer-Verlag) Berlin–Heidelberg–New York, 1988. – Soft cover, DM 68,-, ISBN 3–540–18749–9.

„International Mineral Economics – Mineral Exploration, Mine Valuation, Mineral Markets, International Mineral Policies“ wurde von W.R. GOCHT, H. ZANTOP und R.G. EGGERT, aufbauend auf den früher von W. GOCHT verfaßten Band „Wirtschaftsgeologie und Rohstoffpolitik“ erarbeitet.

Im vorliegenden, nunmehr in englischer Sprache verfaßten Werk werden ausführlich jene Fachbereiche dargelegt, die für den Rohstoffgeologen, aber auch für den mit Rohstofffragen befaßten Wirtschaftler von besonderem Interesse sind. So werden im Teil 1 Lagerstätten und metallogenetische Konzepte, Explorationsverfahren, Beurteilungen von Rohstoffvorkommen, sowie die verschiedenen Abbaumethoden behandelt.

Teil 2 beschäftigt sich mit wirtschaftlichen und rechtlichen Aspekten, aber auch mit Rohstoffmärkten.

Im Teil 3 wird ausführlich die internationale Rohstoffpolitik dargelegt.

Sicher hätte das eine oder andere Kapitel noch ausführlicher behandelt werden können, was allerdings zu Inhomogenitäten geführt, und den Rahmen bei weitem gesprengt hätte. Die von den einzelnen Autoren verfaßten Beiträge wirken insgesamt abgerundet und wohl koordiniert. Nicht nur Geowissenschaftlern, sondern auch mit diesem speziellen Themenbereich weniger berührten Interessenten werden in dem übersichtlich gestalteten Werk sicher und rasch die gewünschten Einstiegsinformationen erhalten.

Obwohl das Werk keineswegs Lehrbuchcharakter hat, kann es auch dem Studenten eine wertvolle Unterstützung bieten. Der vorliegende Band ist ein absolutes „MUSS“ für jede geowissenschaftliche Bibliothek.

L. Weber

KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, C. (Eds.): *New Perspectives in Basin Analysis (Frontiers in Sedimentary Geology, 1).* – XX + 453 S., 225 Abb., 23 Tab. (Springer-Verlag), Berlin–Heidelberg–New York, 1988. – Hard cover, DM 117,-, ISBN 3–540–96611–0.

Das vorliegende Buch ist der erste Band einer neuen Reihe des Springer-Verlags mit dem Titel „Frontiers in Sedimentary Geology“. In dieser Reihe sollen neue Ideen und Methoden der Sedimentgeologie vorgestellt und mit einem möglichst interdisziplinären Ansatz behandelt werden.

Der erste Band dieser Reihe ist als Abschlußband eines 1986 in Minnesota abgehaltenen Symposiums zu Ehren von Francis J. Pettijohn gedacht, einem der Väter der modernen Sedimentpetrographie und durch zahlreiche grundlegende Publikationen berühmt geworden. Es handelt sich also um eine Sammlung von 21 erweiterten Symposiumsbeiträgen verschiedener Autoren, die vor allem neue Ansätze und Methoden der Analyse sedimentärer Becken behandeln. An modernen Konzepten finden sich unter anderem Artikel über globale Petrofazies und Megageomorphologie (W.R. DICKINSON), Isotopengeologie von Sedimenten (P.L. HELLER et al. und P.F. CERVENY et al.), Faziesarchitektur (A.D. MIAL), Meeresspiegelschwankungen und deren Sedimente (H.E. CLIFTON), geophysikalische Subsidenzmodelle (u.a. G.C. BOND et al.), ein neuartiges quantitatives Beckenfüllungsmodell (C. PAOLA), Vorlandsubsidenz im Zusammenhang mit Überschiebungstektonik und allochthonen Terranes (u.a. T.E. JORDAN et al. und K.L. KLEINSPEHN). Fallbeispiele zu diesen Themen stammen von allen Kontinenten, unter anderem aus Pakistan und dem Himalaya, aus China, Taiwan, Südafrika und Australien.

Jeder der einzelnen Beiträge stellt eine ausgezeichnete Arbeit auf dem jeweiligen Forschungsgebiet dar und gibt zumeist auch eine gute Einführung in Anwendungsmöglichkeiten und Grenzen neuer Methoden. Hervorzuheben sind aus meiner Sicht die Beiträge von W.R. DICKINSON mit einer Übersicht über globale Verteilungs- und Transportmuster von Sedimenten und deren Zusammensetzung, von S. CLOETINGH über „intraplate stress“ als Ursache von Flexuren der Lithosphäre und scheinbaren Meeresspiegelschwankungen, von C. PAOLA mit einem quantitativen Modell für die Auffüllung von Becken, sowie die Arbeit von T.E. JORDAN, P.G. FLEMINGS

& J.A. BEER über die Datierung von Überschiebungen an Hand von Subsidenz und Sedimentfazies von Vorlandbecken.

Die Ausstattung des Buches ist sehr gut, hervorzuheben ist ein ausführliches Stichwortverzeichnis, einleitende Artikel zu einzelnen Sachgebieten und viele erläuternde Artikel zu einzelnen Sachgebieten und viele erläuternde Abbildungen. Nur die Qualität der Photoreproduktion ist nicht immer befriedigend. Insgesamt ist das Buch für fortgeschrittene Studenten jedenfalls sehr zu empfehlen, da es eine Menge neuer, moderner Konzepte der Sedimentgeologie vorstellt und einen guten Einblick in deren Anwendungsmöglichkeiten gibt.

M. Wagreich

SMITH, J.V. & BROWN, W.L.: Feldspar Minerals (Vol. 1 – Crystal structures, physical, chemical, and microtextural properties. – Second revised and extended edition. – XVIII + 828 p., 253 figs. (Springer-Verlag), Berlin-Heidelberg-New York, 1988. – Hard cover, DM 360,-, ISBN 3-540-17692-6.

Fourteen years after the first edition a second, completely revised and extended version of the Feldspar Minerals (Vol. 1) has been printed and shows the progress and evolution of knowledge in feldspar mineralogy. The results are quite excellent. Volume 1 is divided in four main parts:

1) Crystal structures; 2) Physical properties and experimental techniques; 3) Chemical properties and experimental techniques; 4) Diffusion, growth, twins and intergrowth.

Beside these main chapters, which are split into 20 chapters, an extremely long reference list and well organized three different index chapters are enclosed.

The chapter crystal structure is well organized and contains the principal and fundamental knowledge of the feldspar structures. The physical properties are one of the main parts of this volume and contain informations and results of all modern methods and techniques studying the complex of feldspar systems. Both chapters are without doubt an essential base for all scientists in the field of crystallography and mineralogy. The chemical properties summarize all modern analytical results briefly. The modern isotopic studies are discussed in short and are mostly related to volume two. Additionally, some distribution coefficient are mentioned in this chapter. The last chapter is related to diffusion processes and crystal growth in melt and solid systems. Zoning, twinning and intergrowth phenomena are reported and discussed in an excellent way.

The first two chapters of this book are an important refery volume about feldspar mineralogy for all persons working in mineralogy and crystallography. The second part is more related to the topics of geochemistry and petrology. Nobody working in feldspar bearing systems should disregard or ignore this volume of the feldspar minerals. It is highly recommended as a standard volume for all libraries in geosciences and for scientists working in the feldspar topology. The price might pose some difficulty for students and junior scientists interested in purchasing this book.

F. Koller

LEEDER, O., THOMAS, R. & KLEMM, W.: Einschlüsse in Mineralen. – 180 S., 67 Abb., 23 Tab. (Enke-Verlag), Stuttgart, 1987. – Kart., DM 48,-, ISBN 3-432-96371-8.

Gleich im Vorwort verweisen die Autoren auf die Tatsache, daß einer großen und rasch wachsenden Anzahl an Einzelpublikationen über fluid inclusions nur sehr wenige Lehrbücher zu diesem Thema gegenüberstehen. So ist das vorliegende Buch – meines Wissens – das erste seiner Art in deutscher Sprache. Es wird damit jenem Trend Rechnung getragen, daß fluid inclusion Untersuchungen in vielen Bereichen der Erdwissenschaften zunehmende Bedeutung gewinnen. Deshalb ist schon allein die Existenz dieses Buches begrüßenswert.

Der Aufbau erfolgt nach streng logischen und methodischen Gesichtspunkten. So befassen sich die einzelnen Kapitel mit den verschiedenen Erscheinungsformen und Klassifikationsmög-

lichkeiten von Flüssigkeitseinschlüssen, mit den physikochemischen Grundlagen der auftretenden fluiden Systeme und den verschiedenen Methoden der damit verbundenen Thermometrie. Ein Abschnitt ist weiteren Untersuchungsmöglichkeiten gewidmet und zum Abschluß folgen anschauliche Anwendungsbeispiele. Da dieses Buch die Lizenzausgabe eines DDR-Werkes ist, sind viele Literaturzitate aus sozialistischen Ländern enthalten, die sonst bei uns weitgehend unbekannt wären.

Allerdings erreicht diese Publikation nicht die Übersichtlichkeit, Klarheit und Detailfülle vergleichbarer englischsprachiger Lehrbücher. Auch erscheint mir – gemessen an Umfang und Ausstattung – der Preis überhöht.

H. Högelsberger

FECKER, E. & REIK, G.: Baugeologie. – XIV + 418 S., 486 Abb., 69 Tab. (Enke-Verlag), Stuttgart 1987. – 15,5 x 23 cm kart., DM 68,-, ISBN 3-432-96061-1.

Die Verfasser verfolgen mit diesem Werk, wie sie schon im Vorwort mitteilen, in erster Linie den Zweck, dem mit der Geologie konfrontierten Bauingenieur einen Einblick in diesen Wissensbereich zu geben.

So findet man nach einer Einführung zum Thema Baugeologie, in der die Aufgabengebiete, sowie Art und Weise der Zusammenarbeit zwischen Technikern und Geologen erörtert werden, drei Kapitel, in welchen die geologischen Grundlagen, die Petrographie und die nötigsten Begriffe der Gefügekunde kurz und prägnant erläutert werden. Im Kapitel „Gebirgsspannungen“ werden die Möglichkeiten und Methoden der Spannungsmessung, sowie die geologische Erfassung von Indikatoren des rezenten Spannungsfeldes sehr informativ beschrieben. Das Kapitel „Erhebung und Darstellung baugeologischer Daten“ wird durch die Erläuterung der diversen geophysikalischen und technischen Erkundungsmethoden dominiert. Die baugeologische Kartierung und ihre Bedeutung tritt demgegenüber in den Hintergrund. Dagegen werden in dem darauffolgenden Abschnitt die „Materialeigenschaften von Böden, Gesteinen und Gebirge“, d.h. auch die hierzu nötigen Prüfverfahren, sehr instruktiv dargelegt. Gerade in der Beschreibung der technisch relevanten Eigenschaften und deren Ermittlung zeigen sich die Stärken dieses Werkes. Im Abschnitt „Wasser in Boden und Fels“ werden dem Leser mittels zahlreicher Abbildungen die wichtigsten Grundbegriffe der Hydrogeologie und die Auswirkungen des Bergwassers übersichtlich dargelegt. Die Auflistung der verschiedenen Fels- und Bodenklassifikationen mit den Kriterien hierfür und das Kapitel „Baugeologisches Gutachten und Dokumentation“ bilden den Abschluß. In Letzterem sind die nötigen Richtlinien für Gutachten z.T. schlagwortartig erläutert!

Somit kann ich dieses abbildungsreiche Buch allen interessierten Geologiestudenten auf Grund der ausgezeichneten Darstellung von geotechnischen Problemen und der dazu benötigten Verfahren empfehlen, obwohl die Geologie und die damit verbundenen Möglichkeiten z.T. sehr kurz abgehandelt sind.

J. Reitner

LEHMANN, U. & HILLMER, G.: Wirbellose Tiere der Vorzeit. Leitfaden der systematischen Paläontologie der Invertebraten (2., neu bearbeitete Auflage). – VI + 279 S., 281 Abb., 10 Tab. (Enke-Verlag), Stuttgart 1988. – Kart. DM 40,-, ISBN 3-432-90652-8.

Zwei Standardwerke im Enke-Verlag erscheinen unverzichtbar für angehende Studenten der Erdwissenschaften, Brinkmanns „Abriß“ und Lehmanns „Wirbellose“, wie durch die Notwendigkeit einer – zugleich überarbeiteten – Neuauflage des letztgenannten Buches bestätigt wird. Illustriert mit „mehr als 1000 Einzeldarstellungen“, durchwegs sorgfältigen Tuschezeichnungen, wird in systematischer Weise die Morphologie der einzelnen Tiergruppen der Invertebraten bis zum Gattungsniveau erläutert, ergänzt mit Hinweisen zur Ökologie und zur stratigraphischen Stellung (teils mit Tabellen), im Umfang der Einführungslesung eines paläontologischen Anfängerpraktikums entsprechend.

Erstes Ziel dieses Buches ist es somit, Studenten eine übersichtliche, aber zugleich ausführliche Erläuterung zum Übungsmaterial zu bieten, gleichermaßen aber auch als Auffrischung für jene zu dienen, deren praktische Tätigkeit der Paläontologie fern ist. Letztere würden jedoch etwas mehr Angaben zu weiterführender Literatur wünschen, zweckmäßigerweise jedem Kapitel nachgestellt, aber durchaus dem kompakt gehaltenen Umfang des Buches entsprechend. Zu wünschen ist ferner eine geringfügige Erweiterung von Text und Abbildungen einiger Mikrofossilgruppen, deren Beschreibung nach Ansicht des Rezensenten etwas benachteiligt worden ist. Womit jedoch zugleich alle denkbaren Verbesserungen genannt seien.

Gegenüber der ersten Auflage wurde ein Kapitel über Spurenfossilien angehängt, sowie, neben mehreren kleinen Änderungen, Abbildungsmaßstäbe den Darstellungen beigelegt. Ein ausführliches Register bestärkt den insgesamt sehr positiven Eindruck dieser – von der genannten Ausnahme abgesehen – sehr ausgewogenen Darstellung ebenso wie die vom Enke-Verlag gewohnte gute Ausführung, welche somit in keinem Widerspruch zu einem für Studenten erfreulichen Preis steht.

P. Eichhübl

EISBACHER, G.H.: Nordamerika (Geologie der Erde, Bd. 2). – VIII + 176 S., 61 Abb., 4 Farbt. (Enke-Verlag), Stuttgart 1988. – Kart., DM 26,80, ISBN 3-432-96901-5.

Schon die Konzeption der Reihe „Geologie der Erde“ ist sichtlich erfolgreich: Nach dem ersten Band „Südamerika“ von W. ZEIL (s. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 34/35, p. 334 f.) zeigt nun auch G.H. EISBACHER mit „Nordamerika“, daß es möglich ist, die Geologie eines Kontinents übersichtlich und in der kondensierten Form eines Taschenbuches vorzustellen. Letzteres ist wohl Voraussetzung, das Schicksal unvollendet gebliebener monographischer Konvolute gleicher Zielsetzung zu vermeiden.

Nach einem kurzen Abriß über die Geschichte geologischer Forschung in Nordamerika und einem Überblick über die geologischen Großeinheiten beschreibt der Autor die geodynamische Entwicklung des Kontinents, beginnend mit dem Archäikum bis zur quartären Vereisung, dabei dennoch kapitelweise den physiographischen Großeinheiten folgend, somit als historische und regionale Darstellung zugleich. Kartenskizzen werden inhaltlich auf das im Text jeweils behandelte Thema beschränkt und bieten somit einen schnellen Überblick. Jedes dieser Kapitel schließt mit einer Erläuterung bedeutender Lagerstätten.

Nach Besprechung der archaischen Kerne wird die proterozoische Geodynamik in eingehendem Maße dargestellt, in diesem wie im nachfolgenden Abschnitt „Paläozoische Orogene“ auch unter Berücksichtigung des arktischen Bereiches. Der Entwicklung der westlichen Koridillere durch Subduktion, Akkretion und Kollision wird jene des passiven östlichen Kontinentalrandes gegenübergestellt. Einen eindrucksvollen Abschluß bilden die Kapitel „Neogene Geodynamik des Nordamerikanischen Westens“ und jenes über die quartäre Vereisung. Angaben neuer Literatur (bis 1986) und geologischer Karten bieten einen raschen, weiterführenden Zugang zum Themenkreis.

Trotz des geringen Umfangs des Büchleins wird eine erstaunliche Fülle an Wissenswertem dank einer präzisen und gestrafften Ausdrucksweise vermittelt, es werden hier somit – entgegen der Meinung des Rezensenten des ersten Bandes – „interessierte Laien“ sicherlich nicht angesprochen, umso besser jedoch all jene mit grundlegenden Kenntnissen Allgemeiner und Historischer Geologie. Diese Darstellung ist somit nicht nur eine praktische Lerngrundlage für Fachstudenten, sondern vor allem eine Zusammenfassung neuer Ergebnisse in der geologischen Erforschung Nordamerikas.

P. Eichhübl

FIEDLER, H.J. & RÖSLER, H.J.: Spurenelemente in der Umwelt. – 278 S., 57 Abb., 133 Tab., (VEB Fischer Verlag Jena, Lizenzausgabe für Enke-Verlag), Stuttgart 1988. – 14,5 x 21,5 cm, geb. DM 48,-, ISBN 3-432-96871-X.

Das Buch gibt einen Überblick über den Stand und die Bedeutung der Spurenelementforschung in der Umwelt. Es werden Spurenelementgehalte in Gesteinen, Böden, Pflanzen, Tieren bis hin zum Menschen diskutiert. Das Buch ist in die Kapitel Spurenelementanalyse, Spurenelementge-

halte in der Atmosphäre, in ländlichen Gebieten, in Ballungsräumen, in landwirtschaftlichen Nutzflächen, in Wildtieren und im Menschen gegliedert. Der Versuch, Kreisläufe und Bilanzen an einzelnen Spurenelementen darzustellen, rundet das Buch ab.

Siebenundzwanzig Mitarbeiter, alle aus Forschungsstätten der DDR, sind redlich bemüht, die vielen Spezialgebiete mit 54 Abbildungen und 139 Tabellen in kurzer Darstellung zu erfassen. Verständlicherweise, aber der Ausgewogenheit nicht dienlich, ist vorwiegend ostdeutsche und etwas bundesdeutsche Literatur zitiert. Überdies vermißt der interessierte Leser eine Zusammenschau des gegenwärtigen Standes der Grenz- und Richtwerte zumindest der mitteleuropäischen Staaten, die das Buch enorm aufgewertet hätte. Leider ist auch die Zahl der Stichworte im Sachregister eher bescheiden ausgefallen.

Im gesamten gesehen ist das Buch als fachübergreifende Zusammenschau im deutschen Sprachraum einzigartig und als Einführung für den Studenten und als Nachschlagewerk für den Fachmann, insbesondere für Nachbardisziplinen, sehr wertvoll.

Das Buch ist nicht auf Hochglanzpapier gedruckt, was aber im Sinne des Umweltschutzes positiv gewertet werden sollte.

M. Kralik

MEIER, D. & KRONBERG, P.: Klüftung in Sedimentgesteinen. – X + 118 S., 75 Abb., (Enke-Verlag), Stuttgart 1989. – 15,5 x 23 cm, kart., DM 44,-, ISBN 3-432-97461-2.

Das vorliegende Buch versucht in knapper Form einen zusammenfassenden Überblick über das Phänomen Klüftung zu geben. Als Basis dieser Publikation dienten den an der Universität Clausthal tätigen Autoren vor allem Geländebeobachtungen, die zum Teil auf Grund von Luftbilddauswertungen durchgeführt wurden.

Untergliedert wird der Lehrstoff in sechs Kapitel. Das Erste befaßt sich mit Definitionsfragen. Das zweite Kapitel beinhaltet eine Darstellung der einzelnen Parameter, wie Form, Dimension, Öffnungsweite, Füllung, etc., die zur Beschreibung von Klüften erforderlich sind. Anschließend werden die Gesetzmäßigkeiten der Ausbildung und Anordnung von Klüften in Bereichen unterschiedlich strukturellen Baustils beschrieben. Phänomene in unverformten und verformten (z. B. Faltengebirge) Gebieten werden differenziert und prinzipielle Verhaltensweisen von Klüften bei Verformungsvorgängen aufgezeigt. Auch der Zusammenhang der Klüftbildung mit bruchmechanischen Bewegungen wird hergestellt und einige typische Erscheinungsformen (z. B. riedel shears) werden diskutiert.

Im weiteren werden die verschiedenen, bei der Entstehung von Klüften und Klüftsystemen beteiligten Prozesse, Einflußgrößen und Bildungsmechanismen nach dem derzeitigen Kenntnisstand dargestellt.

Das Kapitel „Methodische Aspekte der Aufnahme und Bearbeitung von Klüftdaten“ schildert ein effizientes Vorgehen bei struktureologischen Klüftnetzuntersuchungen. Dabei werden die einzelnen Arbeitsschritte wie Datenaufnahme, statistische Datenbearbeitung und Interpretation erläutert. Dies bietet, vor allem dem unerfahrenen Neuling, wichtige Anhaltspunkte.

Zum Schluß wird noch eine kurze Übersicht über die Bedeutung von Klüftdaten für praktische Aufgabenstellungen in der angewandten Geologie gegeben.

Ein Schwerpunkt scheint u. a. im Interesse an der Frage nach dem Alter der Klüftenentstehung und der Altersbeziehung verschiedener Klüftscharen in flachlagernden Sedimenten zu liegen.

Zahlreiche anschauliche Abbildungen und Photos, fett gedruckte Schlüsselwörter, sowie die direkt im Text stehenden, dazupassenden englischen Fachbegriffe tragen wesentlich zum leichteren Verständnis und zur Übersichtlichkeit bei, und machen diese Publikation zu einem einführenden Lehrbuch auf dem Gebiet der Klüfttektonik. Ein umfangreiches Verzeichnis weiterführender Literatur (ca. 270 Zitate) und ein Sachregister mit gesonderten deutschen und englischen Begriffen erleichtern den Einstieg in die größtenteils englischsprachige Fachliteratur.

Ein bibliographischer Fehler hat sich auf Seite 65 eingeschlichen, weil der Text am Ende dieser Seite nicht mit dem Text auf der nächsten Seite übereinstimmt.

Die Preisgestaltung des Buches (44,- DM = 118 S) scheint mir deutlich zu hoch gegriffen, da es als einführende Lektüre in erster Linie die Studenten ansprechen wird.

F. Salzer

PETRASCHECK, W.: Als Geologe neben Krieg und Politik. Lebenserinnerungen. – Leobener Grüne Hefte, 8/4, 142 S., 5 Bildtaf., Wien, 1988. – Brosch., öS 119,-, ISBN 3-85369-712-7.

Mit dieser Autobiographie zieht W.E. PETRASCHECK, emeritierter Professor der Montanuniversität Leoben, das Resümee eines langen Forscherlebens.

Der Titel der Biographie weist auf den Schwerpunkt: Zweiter Weltkrieg und das wirtschaftspolitische Umfeld – hin: Petrascheck gewährt einen aufschlußreichen Einblick in seine politischen Ansichten, gesellschaftliche Beziehungen und fachliche Auseinandersetzungen mit Kollegen im In- und Ausland.

Mit der Herausgabe (gem. mit G. HAMANN, Verl. österr. Akad. Wiss. 1985) der Reisebriefe seines Urgroßvaters Franz v. Hauer an dessen in Wien lebende Schwester Josephine, beginnt Petrascheck die literarische Auseinandersetzung mit seinem wissenschaftshistorischen Hintergrund, der in der k. u. k.-Monarchie wurzelt. Aus diesem Gesichtspunkt heraus könnte die bevorzugte Beschäftigung W.E. Petrascheck's mit geologischen Aufgaben in Ländern der ehemaligen Habsburger Monarchie, als historische Disposition interpretiert werden.

Über die Begegnung mit bekannten Persönlichkeiten der Politik und Wissenschaft im Zusammenhang mit beruflichen Aufgaben wird ebenso berichtet, wie über einzelne Vorfälle aus dem privaten und familiären Bereich.

Beispiele der Humanität in den schweren Zeiten des Krieges belegen das übernationale Zusammengehörigkeitsgefühl innerhalb der großen „Familie“ der Erdwissenschaftler.

Nur selten wird die straffe Chronologie unterbrochen, sodaß im allgemeinen der Eindruck eines in Episoden ablaufenden Filmes entsteht.

In seinen Schlußbetrachtungen relativiert Petrascheck den Wert der erdwissenschaftlichen Forschung und zieht ein sehr kritisches, beinahe ironisches Resümee:

„Die Forschung um ihrer selbst willen dient oft der Befriedigung des eigenen Spieltriebes, der Freude, eine zulässige Lösung im Rahmen der jeweils geltenden Spielregeln gefunden zu haben, ein wenig vergleichbar dem Patiencepiel älterer Damen – ohne viel Beachtung von außen“.

Ein Resümee jedenfalls, das durchaus zu der generell praktisch orientierten Arbeitsrichtung von W.E. Petrascheck paßt und auch so gänzlich unkonventionell offener ist.

In den letzten Seiten wird aus den „Erinnerungen“ von Eduard Suess (Leipzig, 1916) zitiert und damit der Blick auf eine durchaus gängige Tradition gelenkt: das ungemein ereignisreiche Geologenleben biographisch zu verarbeiten.

Im Anschluß des Buches findet sich ein Namensregister und ein Curriculum, sowie ein Verzeichnis der wissenschaftlichen Publikationen.

Kritisch anzumerken ist die technische Qualität des Buches: nach einem – zugegeben gründlichen – Durcharbeiten des „Grünen Heftes“ wäre der Zeitschriftentitel „Grüne Blätter“ nun eher zutreffend; es wäre daher wünschenswert, umfangreichere Ausgaben dieser Serie besser zu binden.

R. W. Widder

ARCHER, A.A., LÜTTIG, G.W. & SNEZHKO, I.I. (Eds.): Man's Dependence on the Earth – The Role of the Geosciences in the Environment. – XIII + 216 S., 83 Figs. im Text und auf einer Faltbeilage, 15 davon farbig, 13 farbige und 1 schwarz/weiß Frontispiz.: UNEP, Nairobi, UNESCO, Paris (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung), Stuttgart 1987. – DM 69,-.

Basierend auf Arbeiten des UNEP-UNESCO-Projektes „Schutz der Lithosphäre als Teil der Umwelt“ (1979-1984) gibt dieses Buch eine interdisziplinäre Zusammenschau über die Abhängigkeit des Menschen von seiner geologischen Umwelt. Es zeigt auf, welchen Einfluß er auf sie ausübt – vom wechselnden Bedarf an mineralischen Rohstoffen, Energie, Wasser und Boden bis hin zur Beeinflussung geochemischer Zyklen (Treibhauseffekt, saurer Regen) und der Lagerung gefährlichen Abfalls. Sogar der gesundheitsschädigenden Wirkung von natürlichem und künstlichem Staub ist ein Kapitel gewidmet. Die Autoren geben sich optimistisch und es hat den Anschein als könnten die Geowissenschaftler viele anstehende Probleme lösen, würden da nicht z.B. Planer, die u.a. Landnutzung nur aufgrund von Statistiken ohne Zuhilfenahme von Karten „planen“ und mit einer geologischen Karte schon gar nichts anfangen können (siehe Bauerlaubnis in der Gefahrenzone der „Stambachmure“, Bad Gaisern). Gefilterte Information in Form von

„Landverwendungsprioritätenkarten“ (Faltbeilage) soll hier Abhilfe schaffen. Setzt man aber die interessanten Tabellen (leider nicht fortlaufend nummeriert) über den Landverbrauch und den Pro-Kopfverbrauch an Rohstoffen (in den USA und der BRD) in gedankliche Beziehung zu den Tabellen über Bevölkerungswachstum und Verstädterung in den Entwicklungsländern, dann wird klar, daß mit den heutigen Methoden nur die Probleme von gestern lösbar gewesen wären.

So gesehen ein aufrüttelndes Buch. Seine ernüchternden Zahlen mahnen zur Berücksichtigung der Umwelt in allen Aktivitäten. Eine wesentliche Verbesserung der Umweltsituation ist jedoch nur vom „Recycling“ zu erwarten.

R. Lahodinsky

FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P.: Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain belts. -- Mineralia slovaca. -- Monography, 487 S., (Alfa Publishers), Bratislava 1987.

Mit 34 ausgewählten Arbeiten wird der Stand der Forschungen im voralpidisch geprägten Raum der mediterranen Ketten vom Stand von ca. 1984 zur Kenntnis gebracht. Während bei der Fülle dieser wesentlichen Arbeiten in den meisten Fällen nur die Titel gebracht werden können, so werden speziell den alpinen Raum betreffende Aufsätze auch inhaltlich wiedergegeben.

1) ADAMIA, SH. A., ASANIDSE, B., LORDKIPANIDZE, M. & PECHERSKYI, D.: Geological interpretation of paleomagnetic data for the Caucasus and the adjoining regions.

2) ADAMIA, SH. A., BELOV, A. A., KEKELIA, M. A. & SHAVISHVILI, I. D.: Paleozoic tectonic development of the Caucasus and Turkey (Geotraverse C).

3) ARKAI, P. & LAIKAS-FELVARI, GY.: Very low- and low-grade metamorphic terrains in Hungary.

4) 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 Austrian Alps.

5) CHALOUAN, A.: Paleozoic nappes of the Ghomarides (Internal Rif Mts. Morocco): review of stratigraphy, paleogeography and Variscan Structures.

6) COCOZZA, T., DECUNDIA, F. A., LAZZAROTTO, A., PASINI, M. & VAI, G. B.: The marine Carboniferous sequences in Southern Tuscany: Its bearing for Hercynian paleogeography and tectofacies.

7) DEL MORO, A., MACCARORONE, E., PAGLIONICO, A., PICCARETTA, G. & ROTTURA, A.: Phanerozoic granulites from Calabrian arc, Southern Italy. Implication for the lower crust development.

8) EBNER, F., NEUBAUER, F. & STATTEGGER, K.: The Caledonian event in the Eastern Alps: A review.

9) FABRE, J., SCHADE, J., BAUDIN, T., DESMONS, J., MERCIER, D. & PERRUCCIO-PARISON, M. D.: Relics of pre-Mesozoic events in the Briançon zone (Northern French Alps).

10) FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÜCKNER, M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N.: Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex.

11) ORIGONI GIOBBI, E.: Hercynian plutonism in the Western Southern Alps.

12) GRECULA, P.: Variscan nappes in the tectonic framework of the Gemic unit, Western Carpathians.

13) GRECULA, P. & HOCORKA, D.: Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians.

14) HARVKOVSKA, A. V.: Comparative analysis of the Variscan and Late Alpine orogenic volcanism in Bulgaria.

15) HAYDOUTOV, I.: Ophiolites and island arc igneous rocks in the Caledonian basement of South Carpathian-Balkan region.

16) HEINISCH, H.: Concepts for the geological evolution of Gailtalkristallin (Kärnten-Austria). – Linsige Einheiten, die ihrer Größe nach von einigen Kilometern bis zu Dünnschliffgröße wechseln, können gefunden werden. Die vorherrschenden tektonischen Einheiten verschiedener geologisch-petrographischer Herkunft sind durch Störungen getrennt und können auf über 50 km Länge verfolgt werden.

Eine aufsteigende Metamorphose von Almandin-schwach, oder mittelstarker Ausbildung, ab-

hängig vom Ort und tektonischer Einheit, und zwei rückschreitende Metamorphosen, die alle Einheiten gemeinsam betreffen, können festgestellt werden. In bestimmten Teilen des Gailtalkristallins ist ein Übergang der paläozoischen Gesteine in eine mittelstarke Metamorphosezone einwandfrei zu beobachten. Starke Mylonitisierung hat die kristallinen Gesteine betroffen. Diese Beanspruchung steigert sich gegen die Periadriatische Linie und zum Kontakt mit der permomesozoischen Überdeckung sowie an vielen zwischenkristallinen Scherzonen, sodaß das ganze Gebiet als ein riesiges Bündel von Myloniten und Kataklastiten angesehen werden muß.

Da die übergreifende alpidische Beanspruchung nicht genau abgegrenzt werden kann, bleibt die Rekonstruktion der voralpidischen Geschichte hypothetisch.

17) JULIVERT, M., DURAN, H., GARZIA LOPEZ, S., GIL IBARGUCHI, I., TRUYOLS MASSONI, M. & VILLAS, E.: Pre-Carboniferous rocks in the Catalanian coastal ranges: Volcanism, stratigraphic sequences and fossil content.

18) KATERINOPOULOS, A. & MARKOPOULOS, T.: Acid magmatism in the Pelagonian and Rhodope belts (Macedonia – Greece).

19) KRÄUTNER, H.G.: The metamorphic Paläozoic of the Romanian Carpathians. – Der mittelstark metamorphe Untergrund (Präkambrium) der rumänischen Karpathen wird diskordant von schwach metamorphem Paläozoikum bedeckt. Zwei Zyklen sind zu unterscheiden: 1) Der frühkaledonische Zyklus umfaßt Vandalin, Kambrium und vielleicht Unteres Ordovizium; beide sind nach Barrow-Art mittelstark metamorph geworden (ca. 470 m.a.). 2) Ein variszischer Zyklus aus oberordovizischen bis unterkarbonen Ablagerungen und Vulkaniten wurde bei einer mehrphasigen Entwicklung und schwankender Temperatur im Mittel-Karbon bei ca. 310 ± 10 m.a. umgewandelt. Die präkambrische Unterlage besitzt bei regionaler Ausdehnung einen vielphasigen Charakter. Paläozoisch metamorphe Abfolgen sind stellenweise in verschiedenen tektonischen Einheiten erhalten geblieben und erinnern an ein Europa mit einem voralpinen Untergrund der Karpathen.

20) MARTON, E., MAURITSCH, H.J. & TARLING, D.H.: Pre-Alpine paleomagnetic results of the Alpine-Mediterranean belt: compilation.

21) MUSKA, P. & VOZAR, J.: Significance of remanent magnetic polarization values in determining Paleozoic events in the West Carpathians.

22) MUSKA, P. & VOZAR, J.: The paleomagnetic Character of the Late Paleozoic of the West Carpathians in relation to solution of palinspastic Problems.

23) NASTASEANU, S.: Upper Paleozoic molasse deposits in the Romanian South Carpathians.

24) NIEVOLL, J.: The Lower Paleozoic of the Noric nappe at Veitsch (Eastern Alps, Austria). – Die niedrig metamorphe Norische Decke der östlichen Grauwackenzone kann in die Silbersberg Serie (sandige Schichten mit Einschaltungen von Grünschiefer und Quarzkonglomeraten – Mittel- bis Ober-Ordovizium), das Blasseneck-Porphyröid (dazitisch bis rhyodazitische Ignimbrite – Ashgill), die Rad-Schichten (Schichten mit Einschaltungen von Sandsteinen, Pyroklastika und Kieselschiefer – Ober Ordovizium bis Unter Devon) möglicherweise auch Karbon) und vererzte Kalke (Kalke, Kalkschiefer und Kieselschiefer – Oberstes Silur bis Ober Devon) eingeteilt werden. Vom Ober Ordovizium an überwiegt eine marine Entwicklung in diesem Teil der Grauwackenzone.

25) PAPANIKOLAOU, D.J. & DEMIRTASLI, E.: Geological correlation between the Alpine segments of the Hellenides–Balkanides and Taurides–Pontides.

26) RAMOV, A., SREMAC, J. & KULENOVIC, E.: Results of biostratigraphical investigations in Western Yugoslav Paleozoic realized in IGCP Project Nr. 5.

27) RATSCHBACHER, L.: Stratigraphy, tectonics and Paleogeography of the Veitsch nappe (Graywacke zone, Eastern Alps, Austria): a rearrangement.

28) RUDAKOV, S.G.: Classification of pre-Mesozoic zones of the Carpathian Balkan region according to the type of evolution during the Late Proterozoic and Paleozoic.

29) SASSI, F.P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: Similarities among the lithostratigraphic sequences in different parts of the Austrides (Eastern Alps).

30) SASSI, F.P., ZANFERRARI, G. & ZIRPOLI, G.: The Caledonian event in the Eastern Alps: a review.

31) SPASSOV, Ch.: The Devonian System in Bulgaria.

32) STAN, N.: Upper Carboniferous and Permian volcanism from Romania.

33) TENCHOV, Y.G.: Coincidence of the Variscan and Alpine chains in Bulgaria as attested by the distribution of clastic sediments.

34) VOZAR, A. & VOZAR, J.: West Carpathians Late Paleozoic and its paleotectonic development. – Das Jungpaläozoikum ist ein Teil des alpinen Deckenbaues. Die Aufgabe dieser Ar-

beit ist es, die Ablagerungen der Nachbargebiete, die Zusammensetzung der Gesteinsbildungen sowie Natur, Umfang und die Bedeutung des mächtigen Vulkanismus darzustellen. Das variszische Tektogen, das durch den Zusammenstoß zweier Mikroplatten (Tatroveporiden, Gemeriden) entstanden ist, bildete allmählich Ablagerungsbecken in Raum und Zeit und ihre Gestaltung wurde durch die zunehmende Schließung der Naht erreicht; die gesamte Verfestigung wurde in der Untertrias erreicht.

Zur Besprechung: Die Inhaltsangabe der 34 aufgeführten Arbeiten zeigt nach Inhalt und Umfang die lebhafteste Forschungstätigkeit im alpinen Orogen, die durch den Ausbau der Vorstellung der Plattentektonik und der seitlich verlagerten Schichtstöße eine weltweite Anregung bekommen hat, die auf die verschiedenen lokalen Gebiete angewendet werden. Der weitgestreute Einblick in dem dargestellten, umfassenden Forschungsstand gibt allerdings oft eine subjektive Ausdeutung physikalischer Ergebnisse wieder, ohne vielfach auf die Bedeutung anderer Anschauungen – auch jüngerer Arbeiten – hinzuweisen. Die verschiedenartige Untergliederung der präalpidischen Metamorphose- und Tektonikzyklen zeigt, wieweit es derzeit möglich ist, in die voralpidische Geschichte der geologischen Strukturen einzudringen. Inwiefern sich diese Vorstellungen in gewissen Bereichen bewahrheiten werden, geht selten durch kurze Hinweise hervor und zeigt die Notwendigkeit auf, daß die modernen geophysikalischen und -chemischen Methoden in immer umfangreicherem Ausmaß weiter durchgeführt werden müssen, um der Natur ihre Geheimnisse zu entreißen.

Auf diesem Gebiet sind diese Einzeldarstellungen ein außergewöhnlicher Schritt und es ist nur bedauerlich, daß diese so wertvolle Monographie im Westen Europas zu wenig Beachtung findet. Daß sich so viele Autoren zusammengefunden haben, um den prä-alpidischen Ausschnitt des alpinen Orogens nach neuestem Forschungsstand (1984) gemeinsam bekannt zu geben, gibt einen wichtigen Einblick in das derzeitige Geschehen in Richtung der Vorzeit.

P. Beck-Mannagetta

RAST, H.: *Vulkane und Vulkanismus*. – 3., neu bearbeitete Auflage, 236 S., 92 Abb. (davon 16 in Farbe), 4 Tab., 14,4 x 21,5 cm (Enke Verlag), Stuttgart, 1987. – Kartoniert, DM 29,80, ISBN 3-432-90843-1.

Das reichlich illustrierte Taschenbuch (auch SW-Fotos sind bis auf Abb. 59 und 66 wiedergegeben) stellt den Vulkanismus im Rahmen des Konzepts der Plattentektonik dar (ozeanischer und kontinentaler Riftvulkanismus, Vulkanismus der Subduktionszonen und solcher innerhalb der Lithosphärenplatten). Neben einer Beschreibung der Magmatite und der vulkanischen Lockerprodukte wird auch den vulkanischen Gasen besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Bei einer Aufgliederung der Kapitel in: Vulkanische Förderprodukte, Erscheinungsformen des gegenwärtigen Vulkanismus, E. des vorzeitigen V. kommt es zwangsläufig zu Überschneidungen: deshalb wäre z.B. im Kapitel über das Ignimbritproblem (S. 47–51) ein Querverweis auf die Seiten 149–153 angebracht, worin die Ignimbrite ebenfalls erörtert werden. Vulkanische Exhalationen, hydrothermale Tätigkeit (etwas zu knapp) und sogar pseudovulkanische Erscheinungen (Schlammvulkane von Baku) werden besprochen, auch der Giftgasausbruch des Nios Kraters in Kamerun wird erwähnt (S. 124 und 196).

Besonders hervorgehoben wird die außergewöhnliche wissenschaftliche Leistung von Eduard Suess, nur aus der Literatur den vom Jordan zum Malawisee verlaufenden Grabenbruch erkannt zu haben – leider fehlt das entsprechende Literaturzitat. Ein interessantes Kapitel ist dem Vulkanismus auf Mond, Merkur, Mars, Venus und dem Jupitermond Io gewidmet, dessen außergewöhnliche Erscheinungen mit dem irdischen Vulkanismus verglichen werden. Überlegungen zu Wärme- und Energieumsetzung (S. 25–28 und 189–190), ein Kalender vulkanischer Katastrophen und die Probleme der Überwachung und Vorhersage (mit Beispielen aus Hawaii und Kamtschatka) ergänzen das empfehlenswerte Buch. Aus der Chronik der Ereignisse und dem Kapitel über aktive und passive Abwehrmaßnahmen geht deutlich hervor, daß die meisten Opfer weniger auf den Vulkanausbruch selbst sondern auf sekundäre Erscheinungen (z.B. Schlammströme) zurückzuführen sind. Deshalb sind Schutzmaßnahmen nicht so sehr ein vulkanologisches Problem,

sondern gehören weit häufiger mit Gefahrenzonenausscheidung, Warnsystemen und technischen Maßnahmen ins Gebiet der Wildbachverbauung. Wie das Beispiel des Nevado del Ruiz zeigt, hätte eine einfache Postenkette einer sonst nutzlosen Armee den Tod von 22.500 Menschen verhindern können. Auf Seite 211 werden die Verhaltensregeln nach dem Earthquake Information Bulletin aufgezählt und die letzte Regel besonders hervorgehoben: „Entferne dich während einer Eruption aus der Nähe eines Vulkans!“

In zwei Kapiteln (S. 143ff. und 212ff.) wird jedoch den Gefahren und dem Schadensaspekt auch der ungeheure Nutzen des Vulkanismus (Wasser, Boden, Lagerstätten, geothermische Energie) gegenübergestellt.

R. Lahodinsky

HALBACH, P., FREIDRICH, G. & STACKELBERG, U. v. (Hrsg.): The Manganese Nodule Belt of the Pacific Ocean. Geological Environment, Nodule Formation and Mining Aspects. – Foreword by E. SEIBOLD. – 254 S., 190 Abb., 58 Tab., 24,5 x 17,5 cm (Enke Verlag), Stuttgart, 1988. Gebunden; ISBN 3-432-96381-5.

Das Autorenteam aus mehreren, meist deutschen Universitätsinstituten, der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Bergbaufirmen faßt die Ergebnisse fünfzehnjähriger Forschungsarbeit zusammen und berücksichtigt nicht nur die wissenschaftlichen Aspekte der Tiefseeknollen und Krusten. Gleich am Anfang steht die große wirtschaftliche Bedeutung. Das Hauptinteresse gilt dabei weniger dem Mangan oder Eisen, sondern den Nebenbestandteilen Nickel, Kupfer und Kobalt. Die weiteren Kapitel behandeln Morphologie und Zusammensetzung der Mn-Knollen (samt Strukturchemie mariner Mn- und Fe-Minerale, Internstruktur und geochemische Unterschiede), das Bildungsmilieu (pelagische Sedimente, deren Sedimentationsraten, chemische Zusammensetzung, Diagenese, die Rolle von organischem Kohlenstoff und Nitrat, Tiefseeströmungen und die Wechselwirkungen zwischen Mn-Knollen und Organismen) sowie die Knollenbildung (Wachstumsraten von Knollen und Krusten, Transport und Anreicherungsprozesse und die Bildung von Knollenfeldern). Die restlichen Kapitel des Buches (fast 1/3 des Seitenumfanges) machen es nicht nur für Erdwissenschaftler, sondern auch für Montanisten, Techniker und Juristen interessant. Aufsuchung und Förderung eines Erzes unter einer Überlagerung von 5000 m (Meerwasser) und seine chemische Aufbereitung werfen eine Vielzahl technischer Probleme auf und berühren auch Geodäsie, Geophysik, Maschinenbau etc. Am Ende stehen die rechtlichen Komplikationen, der Konflikt in der Seerechtskonferenz zwischen Nationalisierung breiter „Küstenstreifen“ (exklusive ökonomische Zonen von 200 km!) und dem Tiefseeboden als dem „gemeinsamen Erbe der Menschheit“.

Ganz zum Schluß, seiner Bedeutung gemäß, folgt der Umweltsch(m)utz. Aufschlußreich sind die angeführten Zahlen: durchschnittliche Wachstumsrate der Knollen 4–9 mm/eine Million Jahre. Eine erwartete Ausbeute je Schiff von 3 Mill. t/Jahr bedingt den Abbau auf einer Fläche von 780 km²/Schiff und damit das Aufwühlen einer für das Benthos tödlichen Sedimentwolke von 3 Mill. t/Jahr. Als unbrauchbarer, vom Schiff ins oberflächennahe Wasser abgelassener „Abraum“ kommen noch 1,14 Mill. t/Jahr und Schiff hinzu.

Solange diese gewaltigen Auswirkungen auf die Umwelt nicht auch durch technische Maßnahmen lokal begrenzt werden können, wäre der Eingriff in die Umwelt als unverantwortlicher Raubbau zu bezeichnen. Zum Glück verhindern derzeit die höheren Kosten gegenüber dem Abbau Nihaltiger Laterite ein Tiefsee-Bergbauprojekt (die notwendigen Gesamtinvestitionen werden mit ungefähr 2000 Mill. US-Dollar beziffert).

R. Lahodinsky

SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. — 4. unveränderte Auflage, VIII + 380 S., 191 Abb., 41 Tab.. (Enke-Verl.), Stuttgart 1988. Kartoniert DM 24,80, ISBN 3-432-87354-9.

Das nun schon in der vierten, allerdings nicht neu überarbeiteten Auflage vorliegende Buch von M. SCHWARZBACH, dem Leiter des Geologischen Instituts der Universität Köln, liefert eine kurz gefaßte, ausgezeichnete Einführung in die Problemstellungen der Paläoklimatologie. Bedauerlicherweise erfolgte die letzte Neubearbeitung bereits 1974, dadurch konnte der neueste Wissensstand auf dem Gebiet der Klimahypothesen nicht erfaßt werden.

Das in drei große Fachbereiche gegliederte Werk umfaßt im ersten Teil die Allgemeine Paläoklimatologie. Dabei werden nach einer ausführlichen Behandlung der historischen Entwicklung die uns zur Verfügung stehenden Klimazeugen für Temperatur, Luftdruck, die humiden und ariden Klimate, beschrieben. Dazu sind auch noch die wichtigsten physikalischen Methoden zur Bestimmung vorzeitlicher Temperaturen angeführt und erläutert, wobei vor allem der Sauerstoffisotopenmethode größerer Raum gewidmet wird. Abgeschlossen wird dieses Kapitel mit einem Vergleich der Zusammenhänge zwischen Geomorphologie und Paläoklima. Hier wie auch in den folgenden Teilen zeichnet sich vorliegendes Werk durch die überaus kritische Bewertung sowohl aller zur Verfügung stehenden Arbeitsmethoden wie auch der erhaltenen Altersdaten, Temperaturwerte u. ä., aus.

Im zweiten Teil, der sich mit dem Klimaablauf in der Erdgeschichte beschäftigt, wird naturgemäß vor allem der Frage der Häufigkeit von Vereisungen seit dem Präkambrium Raum gewidmet, wobei vor allem der Komplex der proterozoischen Vereisungen genauer beschrieben wird. Dafür wird auf eine allzu detaillierte Behandlung des Quartärs verzichtet, was angesichts der für diesen Themenkomplex zur Verfügung stehenden Literatur durchaus verständlich und verschmerzbar ist.

Der abschließende dritte Teil behandelt das Gebiet der Genetischen Paläoklimatologie, also die Frage der Klimahypothesen. Auch hier besticht die überaus kritische Betrachtung der Theorien (auf dem Stand von 1974) zur Entstehung von Kalt- und Warmzeiten; wie die Änderung der Erdbahnelemente, die Behandlung der Autozyklentheorien, die Änderungen der Solarkonstante, der Atmosphäre, die Frage des Einflusses der Kontinentaldrift auf die Klimaentwicklung und einiges mehr.

Das ausgezeichnete bebilderte und mit einem ausführlichen Literaturverzeichnis versehene Werk ist wohl nach wie vor als die gelungenste und beste Einführung in das weite Feld der Paläoklimatologie zu bezeichnen und damit allen am Klimageschehen Interessierten ausdrücklich zu empfehlen.

G. Frik

VORANKÜNDIGUNGEN

10th Anniversary Meeting of Geoscientists in Strasbourg 24.–28.3.1990

Inquiries to: Organizing Committee EUG VI
University of Trieste
Institut of Mineralogy
Piazzale Europa, 1
I-34100 Triest – Italy

International Conference on "Mechanics of Jointed and Faulted Rock" (MJFR-90)
Vienna, Austria, April 18.–20. 1990

Vienna University of Technology
Wiedner Hauptstraße 8–10/325
A-1040 Wien
Tel.: (0222)58801

TSK III – Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie im deutschsprachigen Raum. 19.–21. April 1990, Graz.

Adresse: Organisatoren TSK III
c/o Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität
Heinrichstraße 26
A-8010 Graz
Tel.: 0316/380-5589

Arsenal Interforum (Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal) 2. Arbeitstagung – Erdwissenschaftliche Aspekte des Umweltschutzes, 9.–11. Mai 1990.

Anfragen: z.H. Dr. M. Kralik
Geotechnisches Institut Wien
Faradaygasse 3
A-1030 Wien

Sediment 90 – 5. Sedimentologen-Treffen am 6.–7. Juni 1990 in Bonn.

Anfragen: Dr. A. Schäfer
Geologisches Institut der Universität Bonn
Nußallee 8
D-5300 Bonn 1
Tel.: 0228-73-2461

13th International Sedimentological Congress. Nottingham, England, 26.–31. 8. 1990.

Adresse: Bell House Conferences (Sediments 1990)
Gothic House, Barker Gate
Nottingham
England NG1 1JU
Tel.: 44 (0) 602 4106

Terranes in the circum-atlantic Paleozoic Orogens. Paleozoic Orogens in Central Europe. — Göttingen-Giessen, August–September 1990.

International Geological Correlation Program 233.

Adresse: K. Weber
Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre
Goldschmidtstraße 3
D-3400 Göttingen

International Volcanological Congress, 3.–8. September 1990. IAVCEI Mainz (FRG) 1990.

Adresse: International Volcanological Congress
Max-Planck-Institut für Chemie, Abt. Kosmochemie
Dr. Gerhard Brey
Saarstraße 23
D-6500 Mainz
Tel.: (06131) 305-1/-390/-231

Einführung in die Bohrlochmeßkunde sowie Faziesansprache von Sedimentgesteinen anhand von Gelände- und Bohrungsdaten. 26. 9. — 4. 10. 1990

Anfragen: Prof. Dr. Thilo Bechstädt
Geologisches Institut der Universität Freiburg
Albertstraße 23B
D-7800 Freiburg
Tel.: 0761-203-2407

International Earth Sciences Congress on Aegean Regions 1990 (IESCA) 1990, 1.–7. 10. 1990, Izmir - Turkey.

D. E. University Dept. of Geology
P.K. 74 (E.Ü.-PTT) Bornova — Izmir, Turkey
Tel.: (51) 182919-180680-181088

Young Geologists Meeting in Budapest 1991. August 20.–26. 1991, at the Youth Center at Scilleberc in the Buda Mountains.

Adresse: Dr. Anna Badog
Technical University of Budapest Department of Geology
1521 Budapest, Hungary

Symposium — Interpraevent 1992 Generalthema: Schutz des Lebensraumes vor Hochwasser, Muren und Lawinen. 29.6. — 3.7. 1992 in Bern, Schweiz.

Adresse: Interpraevent 1992,
c/o Bundesamt für Wasserwirtschaft
Postfach 2743, CH-3001 Bern, Schweiz

HINWEISE FÜR DIE AUTOREN

1. Allgemeines:

Die Zusendung von Manuskripten samt dazugehörigen Abbildungen bzw. Beilagen bitten wir direkt an die folgende Adresse zu richten:

Schriftleitung der Gesellschaft der Geologie-
und Bergbaustudenten in Österreich
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien

Mit der Übersendung des Manuskriptes bekundet der Autor sein Einverständnis, daß die Redaktion eventuell sein Manuskript an einen Begutachter weiterleitet. Nach erfolgter Begutachtung entscheidet ein Redaktionskomitee über die Aufnahme der Arbeit in die Zeitschrift. Angenommen werden nur Originalarbeiten, die einen druckreifen Zustand aufweisen, d. h. gut leserlich, einseitig und in Zweizeilenabstand mit Maschine geschrieben sind und auf einer Seite einen ca. 3 cm breiten Korrekturrand aufweisen.

Hinsichtlich der Rechtschreibung und Zeichensetzung richte man sich nach dem Duden. Es soll im Manuskript u. a. klar zwischen Gedankenstrich (—) und Bindestrich (-) (z. B.: NW—SE, dagegen NW-Richtung), sowie zwischen „ss“ und „ß“ unterschieden werden.

2. Gliederung:

Titel (fett), Vor- und Zuname des Verfassers, Zahl der Abb. oder Taf.; Anschrift des Verfassers auf der 1. Seite unten; Inhaltsverzeichnis; Zusammenfassung — Abstract — Résumé (ist vom Autor zu erstellen); Text; alphabetisch geordnetes Schriftenverzeichnis; Abbildungstext und Tabellen.

2.1. Titel: Der Titel soll kurz und bezeichnend sein. Sehr spezielle Begriffe oder Lokalnamen im Titel sollen durch Ergänzungen in Klammer erläutert werden. Eine englische Übersetzung des Titels der Arbeit ist zwecks Aufnahme in das Inhaltsverzeichnis erbeten.

2.2. Zusammenfassung: Jeder Arbeit ist verpflichtend eine kurze Zusammenfassung in deutscher und englischer Sprache voranzustellen. Weitere fremdsprachliche Kurzfassungen (französisch, italienisch, spanisch usw.) sind möglich.

2.3. Kapitelgliederung: Das Manuskript hat eine klare Unterteilung in Kapitel aufzuweisen. Diese sind durchzunummerieren, wobei die Zusammenfassung stets als erstes Kapitel geführt wird.

2.4. Einleitung: In der Einleitung soll eine kurze Darlegung der Problemstellung erfolgen. Auch kann diesem Abschnitt gegebenen-

falls eine Lageskizze des Arbeitsgebietes beigelegt werden. Eventuelle Danksagungen sind entweder in der Einleitung oder am Ende des Artikels zu bringen.

2.5. Auszeichnung der Schriften:

==== doppelte Unterstreichung = **fett** (für freistehende Titel und Überschriften sowie für hervorzuhebende Stellen im Text).

—— einfache Unterstreichung = **g e s p e r r t** (z. B. für hervorzuhebende Worte im Text oder für Unterabschnittstitel).

- - - - unterbrochene Unterstreichung = **KAPITÄLCHEN** (bei Personennamen. Dabei sind Genetiv- und Adjektivendungen zwecks Vermeidung von Verwechslungen in gewöhnlichen Buchstaben hinzuzufügen: zum Beispiel SPENGLERs, SPENGLERsche usw.).

geschlängelte Unterstreichung = **kursiv** (bei allen Gattungs- und Artnamen, wenn ohne Flexionsendungen).

weniger wichtige Teile des Manuskriptes werden in Kleindruck (= Petit) gesetzt. Sie sind vom Autor durch eine randliche Wellenlinie kenntlich zu machen.

2.6. Literaturzitate:

Literaturzitate im Text: z. B. ... O. AMPFERER (1931, S. 300) oder ... (O. AMPFERER 1931, S. 300). Bei gemeinsamen Arbeiten zweier oder mehrerer Autoren sind die Autorennamen durch „&“ zu verbinden. Bei mehreren Arbeiten eines Autors in einem Jahr unterteilt man diese mit a, b usw.

Schriftenverzeichnis: Alle angeführten Schriften sind ausnahmslos am Ende der Arbeit nach Autoren alphabetisch geordnet zusammenzustellen.

Reihenfolge der Literaturangaben bei Zeitschriften: AUTOR (Erscheinungsjahr): Titel. — Zeitschrift (abgekürzt nach internationaler Norm), Bandzahl oder Jahrgang (doppelt unterstrichen = Fettdruck), Seitenzahl (z. B. ..., 116—128, ...), Zahl der Abb., Taf., Tab., Erscheinungsort.

Reihenfolge der Angaben bei Einzelwerken: AUTOR (Erscheinungsjahr): Titel. — Seitenzahl, Zahl der Abb., Taf., Tab., Erscheinungsort (Verlag).

3. Illustrationen:

Bei allen Illustrationen sind für eine gute Reproduktion Originalvorlagen bzw. bei Fotos Hochglanzabzüge notwendig.

Bevorzugt werden schwarz-weiße Strichzeichnungen, in Tusche angefertigt, möglichst in 1,5- bis 3-facher Größe der späteren Wiedergabe.

Fotografische Abbildungsvorlagen müssen mindestens 20 Prozent größer als die geplante Wiedergabe sein.

Die im Text eingefügten Bilddarstellungen werden als **Abbildungen** bezeichnet und sind durchnummeriert zu nummerieren. Die Abbildungsvorlagen sind getrennt vom Text dem Minuskript beizulegen. Am Rande des Manuskripttextes ist deutlich zu markieren, an welcher Stelle die Bilder nach Möglichkeit eingeschaltet werden sollten.

Abbildungen, die auf Tafeln stehen, welche dem Text nachgeordnet sind, werden als **Figuren** bezeichnet; ihre Numerierung beginnt bei jeder Tafel neu (z. B. **Taf. 1, Fig. 1** oder **Taf. 3, Profil 1**).

Die Vorlagen der Textabbildungen sind dem **Satzspiegel** (12,1 X 18,6 cm) anzupassen. Abbildungsvorlagen, die im Druck über das Satzspiegelformat hinausreichen sollen, können nur ausnahmsweise — und zwar auf Kosten des Autors — entgegengenommen werden. Dagegen wird auf die Möglichkeit verwiesen, großformatige Abbildungen bzw. mehrere Abbildungen zusammen auf Tafeln unterzubringen, welche — getrennt vom Text — in einem eigenen, dem Textteil des Bandes folgenden, Beilageteil zusammengefaßt sind.

Es ist zu achten, daß die **Beschriftung** der Abbildungen bei Verkleinerung auf Satzspiegelformat nicht kleiner als 1 mm werden soll. Die Erläuterungen (**Unterschriften**) zu den Abbildungen, welche nach Möglichkeit zweisprachig (deutsch — englisch) sein sollen, werden hingegen gesetzt; sie sind auf einem Blatt gesammelt den Abbildungen beizulegen.

Signaturen: Bei der Verwendung von Rastern als Flächensignaturen ist auf eine ausreichende Hell-Dunkel-Abstufung zu achten. Strichsignaturen sollen möglichst der geologischen Erscheinung (Streichen und Fallen) angepaßt sein, weshalb starre Schraffen tunlichst zu vermeiden sind.

Allen Abbildungen ist ein direkter **Maßstab** in Form einer Maßleiste beizufügen. Bei Karten ist die Nordrichtung zu kennzeichnen. Bei Profilen sind Himmelsrichtung sowie Höhen- und Horizontalmaßstab anzugeben.

Die Abbildungsvorlagen müssen rückseitig oder randlich einen mit Bleistift und in Druckschrift ausgeführten Vermerk bezüglich Autor, Abbildungsnummer und Orientierung der Abbildung (Pfeil nach oben) aufweisen.

Tafeln: Es besteht die Möglichkeit, großformatige Abbildungen als Falttafeln getrennt vom Text beizulegen. Die geplante Anzahl von Tafeln ist wegen der dadurch verursachten Mehrkosten einzuschränken. **Farbtafeln** können nur bei maßgeblicher Kostenbeteiligung des Autors gedruckt werden.

4. Korrektur:

Insgesamt sind zumindest zwei Korrekturen vorgesehen.

Für die Korrektur sollen die im Duden veröffentlichten Korrekturzeichen verwendet werden.

Die korrigierten Fahnen sind termingemäß zu retournieren; andernfalls kann ein nicht rechtzeitig zurückgelangter Artikel für einen späteren Band zurückgestellt werden.

Nach der ersten Korrektur sind Änderungen gegenüber dem Manuskript nur dann zulässig, wenn unter Beibehaltung der Zeilenlänge nicht mehrere Zeilen oder gar ein ganzer Absatz neu gesetzt werden müssen. Alle darüber hinausgehenden Änderungen gehen auf Kosten des Autors.

Bei der Umbruchkorrektur (= 2. Korrektur) sind im Inhaltsverzeichnis die Seitenzahlen und allfällige Seitenhinweise im Text einzutragen. Andere Korrekturen außer Druckfehlerberichtigung sind in diesem Stadium zu vermeiden. Wenn aus Termingründen nötig, übernimmt die Schriftleitung die Durchsicht der Umbruchkorrekturen.

5. Sonderdrucke:

Jeder Autor erhält von der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten insgesamt 50 Freiemplare; diese Anzahl bleibt auch bei mehreren Autoren dieselbe. Weitere Exemplare können gegen Bezahlung bezogen werden. Eine diesbezügliche Bestellung ist rechtzeitig (bei Rücksendung der ersten Korrektur) zu tätigen. Spätere Bestellungen können bei fortgeschrittener Druckarbeit nicht berücksichtigt werden.

Bisher in dieser Reihe erschienene Bände mit Kurztiteln der Arbeiten

Die von Jahrgang 1 (1949) bis Jahrgang 24 (1977) erschienenen Arbeiten sind zuletzt im 30./31. Band aufgelistet.

1978 Band 25

COLINS, E. & NACHTMANN, W.:

Geologische Karte der Villacher Alpe.

GROTTENTHALER, W.:

Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß.

LIEBERMAN, H. M.:

Carnitza Formation – ein neuer Begriff für oberkarnische Beckenkalke der südlichen Kalkalpen bei Raibl (Cave del Predil, Italien).

BECKER, L. P.:

Über das Bruchverhalten und Bruchgefüge bei einfacher Druckbeanspruchung in der tektonischen Geologie.

FAUPL, P.:

Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen.

MOSTAFAVI, M.:

Die Neogenentwicklung am Nordrand des Oberpullendorfer Beckens (Burgenland).

TICHY, G.:

Ammonitenfunde aus dem Wettersteinkalk des Dobratsch (Kärnten, Österreich).

FLUGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B.:

Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich).

SENOWBARI-DARYAN, B.:

Ein neuer Fund von *Placklesia multipora* BILGÜTAY aus den Kössener Schichten des Feichtensteins bei Hintersee (Salzburg, Österreich).

LEIN, R. & SIBLIK, M.:

A brachiopod fauna from the Spielkogel (Muerztaler Alpen, Styria): New data concerning the stratigraphic emplacement of *Tetractinella (?) dyactis* (BITTNER).

GAITANAKIS, P. & TSAILA-MONOPOLIS, St.:

Neue Daten zur Geologie und Stratigraphie der Insel Aegina (Griechenland).

LUEGER, J. P., WIRIBAL, J. & LEBEDA, M.:

Tabellen zur Rückklippung einfach gekippter Schrägschichtungen.

EHRENBERG, K.:

Othenio Abels Werden und Wirken. Eine Rückschau zu seinem 100. Geburtstag am 20. Juni 1975.

1980 Band 26

Professor Dr. Eberhard Clar zum 75. Geburtstag.

KERN, A.:

Bericht zur Kartierung des Mittagskogel-Gebietes.

POHL, W. & NIEDERMAYR, G.:

Geology of the Mwatate Quadrangle (Sheet 195/2) and the Vanadium Grossularite Deposits of the Area.

- HORKEL, A., NAUTA, W. J., NIEDERMAYR, G. et al.:
Geology of the Taita Hills (Coast Province/Kenya).
- KAISER, J.:
Baugeologische Beschreibung des Dalaaser Tunnels der Arlberg Schnellstraße S 16 in Vorarlberg.
- RECH, W.-D.:
Scheitelfalten und scheidellose Falten.
- KOHLBECK, F., RIEHL-HERWIRSCH, G. et al.:
In situ Spannungsmessungen an der Periadriatischen Naht in der Ebriachklamm bei Eisenkappel (Kärnten, Österreich).
- DULLO, W.-C.:
Über ein neues Vorkommen von Tisovec-Kalk in den südwestlichen Gesäuse-Bergen (Admont, Steiermark).
- GRUBER, B., LEIN, R. & SEEGER, M.:
Ein karnischer Tisovec-Kalk mit *Halobia* (?) *clari* n. spec. aus den St. Pauler Bergen.
- SENOWBARI-DARYAN, B.:
Neue Kalkschwämme (Sphinctozoen) aus obertriadischen Riffkalken von Sizilien.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & DULLO, W.-C.:
Cryptocoelia wurmi n. sp., ein Kalkschwamm (Sphinctozoa) aus der Obertrias (Nor) der Gesäuseberge (Obersteiermark/Österreich).
- STEIGER, T.:
Geologische Aufnahme des Zauchenbachtals und des Krahstein-Massivs am Südrand des Toten Gebirges N° Bad Mitterndorf (Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich).
- THÖNI, M.:
Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schli-
nigüberschiebung.
- TROLL, G., BAUMGARTNER, S. & DAIMINIGER, W.:
Zur Geologie der südwestlichen schoberggruppe (Osttirol, Österreich).

1981 Band 27

- HÄUSLER, H.:
Militärgeologie – ein Tätigkeitsbereich der angewandten Geologie.
- BECKER, L. P.:
Die baueologische Aufnahme der Sperrenaufstandsfläche beim Bau der Bogenstau-
mauer Sölk/Stmk.
- BAUMGARTNER, P.:
Erd- und Schuttströme im Gschlifgraben bei Gmunden am Traunsee (OO). Zur Geo-
logie, Entstehung, Entwicklung und Sanierung.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R.:
Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raum Kirchberg/Pielach in
Niederösterreich.
- HABART, F.:
Zur Geologie und Hydrogeologie des Unteren Pittentales (Niederösterreich).
- KUNZ, F.:
Baugeologische Beschreibung der Ostseite des Arlberg-Straßentunnels.

- HÄUSLER, H.:
Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen).
- PROCHASKA, W.:
Einige Ganggesteine der Rieserfernerintrusion mit neuen radiometrischen Altersdaten.
- SCHARBERT, S.:
Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins.
- GÖD, R.:
Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie des Bergbaurevieres Schellgaden.
- SADATI, M.:
Bacinella bicellularis n. sp., eine Alge (?) aus dem obertriadischen Riffkalk der Hohen Wand (Nieder-Österreich).
- LEIN, R.:
Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Müritzaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark).

1982 Band 28

- LEIN, R.:
Herrn Dr. Benno Plöschinger zum 65. Geburtstag.
- THÖNI, M.:
Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten.
- ROSSNER, R. & SCHWAN, W.:
Zur Natur der südvergenten Deformationsstrukturen im NW-Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich).
- MANDL, G. W.:
Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischi und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich).
- SENOWBARI-DARYAN, B.:
Cystothalamia GIRTY, eine häufige Schwamm-Gattung aus dem Karn von Slowenien (Jugoslawien) und Hydra (Griechenland).
- HENRICH, R. & MIRSAI, I.:
A comparative study of the Supratidal and Basin Dolomites in the Anisien and Ladinian Carbonates of the "Hochstaufen Massif" (Northern Limestone Alps).
- CERNY, I.:
Fazies und Pb-Zn-Vererzungen in den hangenden Raibler Schichten der Draukalkalpen.
- LEIN, R.:
Vorläufige Mitteilung über ein Vorkommen von flyschoider Gosau mit Komponenten paleozäner Riffkalke in den Müritzaler Alpen.
- SEIFERT, P.:
Sedimentologie und Paläogeographie des Eozäns der Waschbergzone (Niederösterreich).
- BROSCH, F. J.:
Zur Baugeologie des Kalcherkogeltunnels (Pack, Steiermark/Kärnten).
- WEISS, A.:
Die Anfänge der geologischen Durchforschung der Steiermark.
- HÄUSLER, H. & SCHWINGENSCHLÖGL, R.:
Dissertationsverzeichnis des Institutes für Geologie der Universität Wien (1872–1981).

1983 Band 29

Herrn Prof. Dr. Erich Schroll zum 60. Geburtstag.

LOBITZER, H., GIACOMINI, R., MÜLLER, H. W., NÖTSTALLER, R. & SCHWAIGHOFER, B.:

Geology and Utilization of the "Pugu Hills" Kaolin Deposit, Tanzania.

EXNER, CH.:

Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe (Blatt Muhr, Ö. K. 156 – Südteil, 1 : 25.000).

KOLLER, F., GRUNDMANN, G., WEINKE, H. H. & KLUGER, F.:

Geochemische Variabilität von Biotit- und Chloritschiefern aus Ultrabasiten der Hachbachformation (Tauernfenster).

EBNER, F.:

Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres Murtal“.

PAVUZA, R. J.:

Karsthydrogeologische Untersuchungen in den Kalkvoralpen S Waidhofen/Ybbs (Niederösterreich).

TRAINDL, H.:

Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raum Waidhofen/Ybbs – Weyer (NÖ, OÖ).

GÖTZINGER, M. A. & PAK, E.:

Zur Schwefelisotopenverteilung in Sulfid- und Sulfatmineralen triadischer Gesteine der Kalkalpen, Österreich.

Nachruf: Adolf Papp

1984 Sonderheft 1

HAGENGUTH, G.:

Geochemische und fazielle Untersuchungen an den Maxerbänken im Pb-Zn-Bergbau von Bleiberg-Kreuth/Kärnten.

1984 Band 30/31

Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler zum 50. Geburtstag.

SCHWINGENSCHLÖGL, R.:

Tektonische Großstrukturen der Erde und ihre Bedeutung bei der Projektierung und Ausführung von Großbauvorhaben.

NOWY, W. & LEIN, R.:

Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich).

HESS, R. & ROSSNER, R.:

Die Lithofazies der Salberg-Schichtenfolge (Permoskyth) im Bereich Liezen-Admont (Steiermark, Österreich).

STINGL, V.:

Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzertal, West-Tirol (Österreich).

MANDL, G.:

Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich).

LEITHNER, W. & KRYSZYN, L.:

Paläogeographie, Stratigraphie und Conodonten-Biofazies des Westlichen Mitterberges (Trias, Niederösterreich).

- GRUBER, B.:
Bemerkungen zur Morphologie und Ökologie von *Otapiria marschalli alpina* (ZAPFE) aus den Zlambachmergeln (Obertrias) von Österreich).
- DULLO, W.-Ch. & TIETZ, G. F.:
Kalzitische Whisker- und Dendritenkristalle als Vorstufe zur Füllung von Klüften in Kalken.
- POPP, F.:
Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Schieferhülle der Hohen Tauern im Gerlostal (Tirol).
- SONDERMANN, K. & VOGGENREITER, W.:
Strukturanalyse des Weißenecks in den S'Radstädter Tauern (Lungau, Österreich).
- HEJL, E.:
Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern.
- GRATZER, R.:
Ein Beitrag zur Petrologie der Rieserferner Intrusion in Ost- und Südtirol.

1986 Band 32

- Professor Dr. Christof Exner zum 70. Geburtstag.
Verzeichnis der wissenschaftlichen Publikationen von Prof. Exner
Verzeichnis der von Prof. Exner betreuten Dissertationen
- WAGREICH, M.:
Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld
- FRIMMEL, H.:
Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin.
- KOHLBECK, F., LAHODYNSKY, R. & SCHEIDEGGER, A. E.:
Gebirgsspannungsmessungen im Ischler Salzberg, Oberösterreich
- SCHWINGENSCHLÖGL, R.:
Photogeologie und Bruchtektonik des Totengebirgsplateaus
- DEUTSCH, A.:
Geochemie oligozäner shoshonitischer Ganggesteine aus der Kreuzeckgruppe (Kärnten/Osttirol)
- HÄUSLER, H.:
Beispiele wehrgeologischer Aufgaben im 2. Weltkrieg
- SENOWBARI-DARYAN, B.:
Neue Erkenntnisse über die Morphologie der Gattung *Pseudocucurbita* BORZA & SAMUEL (Foraminifera)

1986 Band 33

STERN, R.:

Herrn Univ.-Prof. Dr. E.H. WEISS zum 60. Geburtstag.

SCHWINGENSCHLÖGL, R.:

Verzeichnis der wissenschaftlichen Publikationen von Prof. Weiss.

FÜRLINGER, W.:

Die technische Geologie als Ziviltechniker-Sparte.

Van HUSEN, D.:

Bau- und hydrogeologische Bedeutung eiszeitlicher Vorgänge.

JACOBS, S. & TENTSCHEIT, E.:

Gefügemessungen in gefrästen Stollen.

MOSER, M.:

Ingenieurgeologische Karten für die Gefahrenzonenplanung in Hangbereichen.

POISEL, R.:

Darstellung geologischer Flächengefüge unter Verwendung eines programmierbaren Taschenrechners.

BAUMGARTNER, P., FRIEDEL, W. & FÜRLINGER, W.:

Sanierung einer Rutschung an der Standseilbahn Hallstatt (O.Ö.).

HORNINGER, G.:

Der Verbandssammlerstollen VS 3.1 durch den Mönchsberg, Salzburg.

LIEGLER, K.:

Gefügegeometrie und Felsspannungsmessungen im Triebwasserstollen des Zillerkraftwerkes der Tauernkraftwerke AG im NW-Bereich des zentralen Tauernfensters.

HALBMAYER, H.:

Ein Beitrag zu den Felsspannungsmessungen im Druckschacht und Krafthauschacht Häusling des Zillerkraftwerkes der Tauernkraftwerke AG.

LITSCHER, H.:

Die Frässtollen Wölla-, Draßnitz- und Lamnitzbach.

NOWY, W.:

Die Bedeutung der Strukturgeologie anhand einiger Beispiele im Tunnel- und Kraftwerkebau.

RADLER, S.:

Versuch einer dynamischen Flutwellenberechnung am Beispiel des Staudammes Bolgenach.

RIEDMÜLLER, G. & SCHWAIGHOFER, B.:

Baugeologische Untersuchungen einer Felsgleitung an der Südautobahn A2.

SCHWAIGHOFER, B. & MÜLLER, H.W.:

Verwitterung und Tonmineralgenese im Kristallin der Uluguru-Berge, Tanzania.

SCHIMANA, R.:

Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich).

MILOTA, Ch.:

Retrograde Mineralreaktionen, ausgelöst durch Fluid-Aktivitäten, als charakteristisches Erscheinungsbild der alpidischen Metamorphose im Stubaikristallin.

HÄUSLER, H.:

Die „historische“ Rolle der Wünschelrute für Aufgaben der Angewandten Geologie.

WIDDER, R.W.:

Neuinterpretation des Buchdenkmalgranites.

1987 Sonderheft 2

THORBECKE, G.:

Zur Zonengliederung der ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden.

1988 Band 34/35

SCHWINGENSCHLÖGL, R.:

Die Geologie der Gründungsfläche des Donaukraftwerkes Greifenstein.

SCHWINGENSCHLÖGL, R. & PÜCHL, G.:

Die Standsicherheit von künstlichen Böschungen in Phylliten.

WIDDER, R. W.:

Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Maria Neustift und Pechgraben/O.Ö.

BÖHM, F.:

Geologie des Grimming-Westabschnittes.

BLAU, J. & SCHMIDT, Th.:

Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten).

SPÖTL, Ch.:

Schwefelisotopendatierungen und fazielle Entwicklung permoskythischer Anhydrite in den Salzbergbauen von Dürnberg/Hallein und Hallstatt (Österreich).

BEHRMANN, J. H.:

Analyse von Paläospannungen in zwei Serpentinikörpern im Penninikum der Rechnitzer Einheit (Burgenland).

PEER, H. W.:

Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn (Steiermark).

FLÜGEL, E., RIEDEL, P. & SENOWBARI-DARYAN, B.:

Plexoramea cerebriformis MELLO, ein häufiges Mikrofossil in triadischen Flachwasserkalken: Alge oder Pilz?

WAGREICH, M.:

Nannoplankton- und Foraminiferen-Feinstratigraphie des Santon–Untercampan der Gosauschichtgruppe von Gosau–Rußbach (Oberösterreich–Salzburg).

BUDUROV, K. J., BURYI, G. I. & SUDAR, M. N.:

Smithodus n. gen. (Conodonta) from the Smithian stage of the Lower Triassic.

SENOWBARI-DARYAN, B.:

Lercarina tintinnicanalis n. gen., n. sp. (Crustaceen-Koprolith) aus dem unteren Perm von Sizilien.

