

Mitteilungen der Gesellschaft
der Geologie- und Bergbaustudenten
in Österreich

Band 37

Vorstand für das Studienjahr 1990/1991

Obmann: Wolfgang MÜLLER

Vize-Obfrau: Susanne GÖDEL

1.Kassierin: Marion JARNIK

2.Kassier: Gerd FRIK

Rechnungsprüfer: Dr. W. PAVLIK

Schriftführer: Gerhard BRYDA

Schriftleitung:

Martin JUNG & Marion JARNIK

(Institut für Geologie, Universität Wien)

Beirat:

Univ. Doz. Richard LEIN

Zeichner:

Leo LEITNER

Satz und Layout:

Monika THÖNI

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, A-1010 Wien.

Druck:

Peter SCHINDLER

Conrathstraße 35a, A-3950 Gmünd

Dr. H. Brandegger	Prof. Dr. W. Medwenitsch
DDr. H. Bertle	Dr. K. Messner
Prof. Dr. F. Brix	Dr. G. Pestal
Prof. Dr. E. Clar	Dr. J. Pistotnik
Dr. W. Demmer	Dr. R. Poisel
Prof. Dr. P. Faupl	Prof. Dr. G. Rabeder
Prof. Dr. W. Frisch	Dr. S. Scharbert
Dr. M. Götzinger	Dr. W. Schnabel
Dr. K. Augustin-Gyurits	Prof. Dr. J. Spaun
Dr. H. Halbmayr	Hon.-Prof. Dr. H. Stowasser
Dr. W. Hamilton	Dr. M. Thöni
Dr. M. Heinrich	Thyssen Schachtbau Ges.m.b.H.
Dr. J. Hellerschmidt-Alber	Dr. F. Traub
Dr. K. Hösch	Dr. F. Turinsky
Dr. G. Jung	Dr. D. van Husen
Dr. W. Kahler	Dr. N. Vavra
Dr. J. Kaiser	Prof. Dr. W. S. Vogler
Prof. Dr. H. Krumm	Dr. M. Wagreich
Ing. Dr. W. Leitner	

Herzlich bedanken möchten wir uns im Namen aller Teilnehmer der Kanadaexkursion 1991 des Instituts für Geologie bei folgenden Sponsoren:

Aspanger Aktiengesellschaft
A-1015 Wien, Schwarzenbergplatz 16

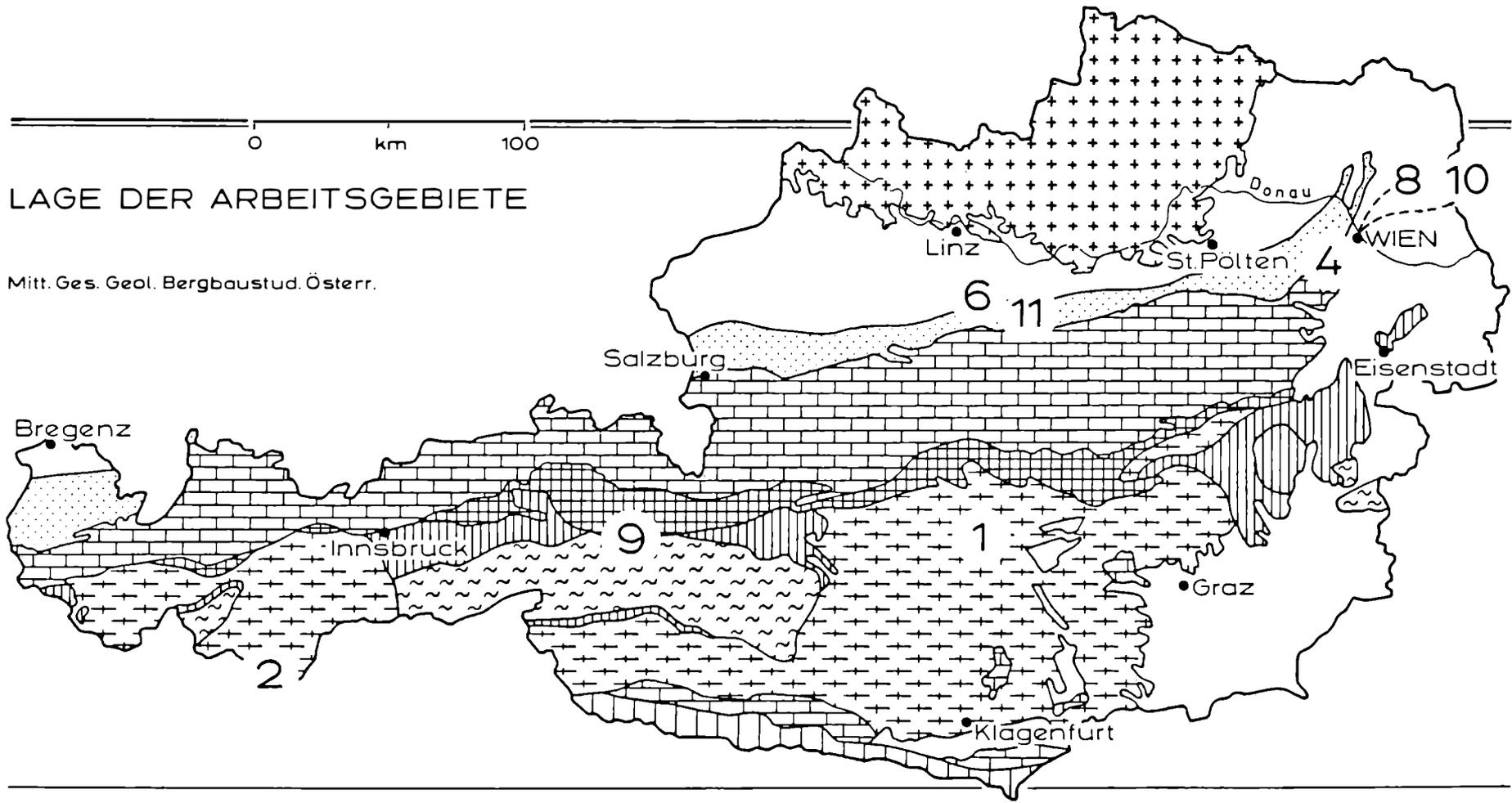
Die Erste Österreichische Spar-Casse-Bank
A-1011 Wien, Graben 21

Fachverband der Bergwerke und Eisen Erzeugenden Industrie
A-1015 Wien, Goethegasse 3, Postfach 300

Graz-Köflacher Eisenbahn- und Bergbaugesellschaft m.b.H.
A-8580 Köflach

Österreichische Salinen AG
A-4820 Bad Ischl, Wirerstraße 10

Der Vorstand



Inhalt des Bandes Nummer 37, 1991

	Seite
1. ABART, R. & MARTINELLI, W.: Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins	1
2. CHOWANETZ, E.: Strukturelle und geochronologische Argumente für eine altpaläozoische Anatexis im Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol, Österreich)	15
3. ROCKENSCHAUB, M.: Vorschlag zur geotechnischen Dokumentation von Felsaufschlüssen	37
4. GIER, S.: Untersuchungen zur Entwicklung hochmineralisierter Grundwässer im nordwestlichen Randbereich des südlichen Wiener Beckens	51
5. SENOWBARI-DARYAN, B. & SILANTIEV, V.: New Crustacean Coprolites from the Upper Paleocene of North Caucasus	75
6. SCHLAGINTWEIT, F.: Neritische Oberjura- und Unterkreide-Kalkgerölle aus den Losensteiner Schichten (Alb–Cenoman) der Typlokalität Stiedelsbachgraben (Oberösterreich; Nördliche Kalkalpen)	83
7. RIEDEL, P.: Korallen in der Trias der Tethys: Stratigraphische Reichweiten, Diversitätsmuster, Entwicklungstrends und Bedeutung als Rifforganismen	97
8. ROHATSCH, A. & MÜLLER, H. W.: Zur Herkunft der sogenannten „Flyschsandsteine“ des Stephansdomes	119
9. DEMMER, W., MILOTA, Ch. & PESTAL, G.: Zur Geologie des Triebwasserstollensystems für das Kraftwerk Uttendorf II	127
10. ROHATSCH, A.: St. Stephan. Herkunft, Petrographie und Verwitterung der Baugesteine des Albertinischen Chores	141
11. THÖNI, M.: Neue Rb/Sr-Daten an Mineralien und Gesteinen des Leopold von Buch-Denkmales und am Tonalit von Schaitten	157
12. Diplomarbeiten/Dissertationen/Habilitationen	163
13. Buchbesprechungen	181
14. Veranstaltungskalender	195
15. Hinweise für Autoren	197

Contents of volume 37, 1991

	page
1. ABART, R. & MARTINELLI, W.: Variscan and Alpidic evolutionary history of the Wölzer Crystalline (Styria/Austria)	1
2. CHOWANETZ, E.: Structural and geochronological arguments for lower paleozoic anatexis of the Winnebachmigmatite	15
3. ROCKENSCHAUB, M.: Suggested method for the geotechnical documentation of rock outcrops	37
4. GIER, S.: Highly mineralized groundwaters along the northwestern margin of the southern Viennese Basin and their possible developments	51
5. SENOWBARI-DARYAN, B. & SILANTIEV, V.: Neue Crustaceen-Koprolithen aus dem Nord-Kaukasus (O. Paleozän)	75
6. SCHLAGINTWEIT, F.: Neritic limestone pebbles (Late Jurassic–Lower Cretaceous) of the Losenstein Formation (Albian–Cenomanian) from the type locality Stiedelsbachgraben (Upper Austria/Northern Calcareous Alps)	83
7. RIEDEL, P.: Triassic Corals of the Tethys: Stratigraphical range, diversity patterns, evolutionary trends, and their significance as reef-building organisms	97
8. ROHATSCH, A. & MÜLLER, H. W.: The provenance of the so-called „Flyschsandsteine“ of St. Stephen's Cathedral	119
9. DEMMER, W., MILOTA, Ch. & PESTAL, G.: On the geology of the power conduits of the power development Uttendorf II	127
10. ROHATSCH, A.: St. Stephen. Origin, petrography and state of weathering of the Albertinian Choir	141
11. THÖNI, M.: New Rb-Sr data on minerals and whole rocks from the L. v. Buch memorial and from the Schaitten tonalite	157
12. Theses/Dissertations/Habilitations	163
13. Bookreviews	181
14. Calender of events	195
15. Hinweise für Autoren	197

Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark, Österreich)

Variscan and Alpidic evolutionary history of the
Wölzer Crystalline (Styria/Austria)

R. ABART & W. MARTINELLI

mit 7 Abbildungen

Schlüsselwörter:

Wölzer Glimmerschiefer
Ennstaler Phyllite
Strukturprägungen
Geometrie und Kinematik
der alpidischen Strukturen
Polymetamorphose
Paragenesen im Pelitsystem

Keywords:

Wölzer micaschist
Ennstal phyllite
Structural characteristics
Geometry and kinematics
of the Alpidic structures
Polymetamorphism
Paragenesis of the pelitic system

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

Rainer Abart, Walter Martinelli
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	3
Abstract, Résumé	3
1. Einführung	3
2. Strukturprägung	4
2.1. Erste Deformationsphasen D_1	4
2.2. Variszische Hauptdeformation D_2	4
2.3. Alpidische Hauptdeformation D_3	5
2.4. Jüngste Strukturelemente D_4	6
3. Porphyroblasten und relativer Kristallisationsablauf	6
3.1. Die variszische Metamorphose M_1	6
3.1.1. Temperaturbetontes Ereignis M_{1a}	6
3.1.2. Variszische Hauptmetamorphose M_{1b}	6
3.1.3. Problematische Zuordnung einer Dehydratisierungsreaktion	9
3.2. Die alpidische Metamorphose M_2	10
4. Metamorphosebedingungen	10
4.1. Variszischer Zyklus	10
4.2. Alpidischer Zyklus	11
5. Folgerungen	12
6. Literatur	13

Contents

	page
Zusammenfassung	3
Abstract, Résumé	3
1. Introduction	3
2. Structural development	4
2.1. First deformation phases D_1	4
2.2. Variscan main deformation D_2	4
2.3. Alpidic main deformation D_3	5
2.4. Most recent structural features D_4	6
3. Porphyroblasts and relative run of crystallisation	6
3.1. The Variscan metamorphism M_1	6
3.1.1. Temperature dominated event M_{1a}	6
3.1.2. Variscan main metamorphism M_{1b}	6
3.1.3. Problematical assignment of a dehydration reaction	9
3.2. The Alpidic metamorphism M_2	10
4. Conditions of metamorphism	10
4.1. Variscan cycle	10
4.2. Alpidic cycle	11
5. Implications	12
6. References	13

Zusammenfassung

Das Wölzer Kristallin, ein Teil des Altkristallins östlich des Tauernfensters, zeigt eine komplexe, polymetamorphe Entwicklung. Die wahrscheinlich altpaläozoischen Ausgangsgesteine (in erster Linie Pelite und Psammite) erfuhren ihre metamorphe Prägung im

wesentlichen in zwei zeitlich voneinander getrennten Ereignissen.

Eine erste, variszische Metamorphose vom Barrow Typus erreichte im SE des Untersuchungsgebietes Bedingungen der mittleren bis höheren Amphibolitfazies. Die Metamorphosebedingungen nehmen nach N bzw. nach NW hin ab, sodaß im nördlichsten Wölzer Kristallin und in den Ennstaler Phylliten nur noch niedriggradige Bedingungen nachzuweisen sind.

Eine zweite Metamorphose (kretazisch) erreichte im nördlichen Wölzer Kristallin grünschieferfazielle Bedingungen, im südlichen Wölzer Kristallin dürften Temperaturbedingungen der höchsten Grünschieferfazies bis unteren Amphibolitfazies vorgeherrscht haben.

Die im Grenzbereich Ennstaler Phyllite/Wölzer Glimmerschiefer zu beobachtenden Strukturen sprechen für eine S-N Relativbewegung ursprünglich benachbarter Komplexe in alpidischer Zeit, wobei das Ausmaß dieser Relativbewegung noch kaum quantifiziert werden kann.

Abstract

The Wölzer Crystalline, part of the Austroalpine basement east of the Tauern Window, shows a complex polymetamorphic history. The primary rocks of supposed lower paleozoic age (mainly pelites and psammites) experienced a metamorphic development, which essentially can be divided into two phases.

A first metamorphic phase is of Hercynian age and consists of a Barrowian Type metamorphism, which shows conditions of medium to high Amphibolite facies in the SE of the area under consideration. Metamorphic conditions decrease towards the N resp. NW, thus in the northern Wölzer Crystalline and in the Ennstaler Phyllite only low grade conditions can be detected.

During a second metamorphism (Cretaceous) Greenschist-facies prevailed in the northern Wölzer Crystalline, whereas in the southern Wölzer Crystalline the temperatures reached conditions of highest Greenschist- and lower Amphibolite-facies.

Microstructures, which can be observed in the border zone Ennstaler Phyllite/Wölzer Glimmerschiefer give evidence of a S to N relative displacement of originally closely related complexes during the Alpine orogeny. The extent of this displacement, however, can hardly be evaluated.

Résumé

Le complex cristallin de Wölz, qui fait partie du socle de l'Austroalpin à l'est du fenètre des Tauern, montre une histoire complexe de métamorphisme polyphase. Les roches originelles – pour la plupart des pelites et des psammites dont l'âge est admis comme paléozoïque – ont été affectées par deux phases métamorphiques distinctes.

Une première phase de l'âge hercynien atteint des conditions de type Barrow et de faciès amphibolite moyen à élevé au sudest de la région examinée. Vers le nord et le nordouest ce métamorphisme se diminue: Au nord du complex cristallin de Wölz et dans le série phyllitique de Ennstal on observe seulement des conditions faibles.

Au Crétacé la deuxième étape de métamorphisme atteint des conditions des type greenschist au nord du complex de Wölz, tandisqu'au sud un métamorphisme de faciès greenschist élevé à amphibolite faible est admis comme prédominant.

Les structures qui ont été observées à la zone frontière du complex cristallin de Wölz vers la série phyllitique de Ennstal signalisent des mouvements relatifs S-N de ces complexes qui ont été en position primaire voisine. La distance de ce transport tectonique qui se passe pendant le cycle alpin n'est pas encore évaluée.

1. Einführung

Der als Wölzer Tauern bezeichnete Teil der Niederen Tauern liegt südlich des Ennstales zwischen Sölk- und Katschtal im Westen und dem Pölstal im Osten (siehe Abb. 1; ÖK 50: Blätter 128, 129, 159). Er wird überwiegend vom Wölzer Kristallin aufgebaut, welches einen wesentlichen Teil des Altkristallins östlich des Tauernfensters darstellt. Dieses Kristallin besteht hauptsächlich aus den typischen Wölzer Glimmerschiefern, ganz untergeordnet gibt es Amphibolite und Marmore, die häufig mit Pegmatiten vergesellschaftet sind. Für das Alter der Ausgangsgesteine wird aufgrund lithologischer Vergleiche mit den durch Fossilien eingestuften Abfolgen der Grauwackenzone und des Murauer Paläozoikums altpaläozoisches Alters angenommen.

Aufgrund seiner Position im Liegenden des Oberostalpins der Nördlichen Kalkalpen und im Hangenden des Unterostalpins der Radstädter Tauern erfuhr das Wölzer Kristallin unterschiedliche tektonische Zuordnungen. L. KOBER (1938) und E. CLAR (1965) stellten es an die Basis des Oberostalpins, H. FLÜGEL (1960) deutete es als höheres Unterostalpin und schließlich trennte A. TOLLMANN (1959) eine neue großtektonische Einheit – das Mittelostalpin – ab, dem er u. a. auch das Wölzer Kristallin zuordnete. In jüngster Zeit sprechen die Argumente von W. FRANK et al. (1983) und W. FRANK

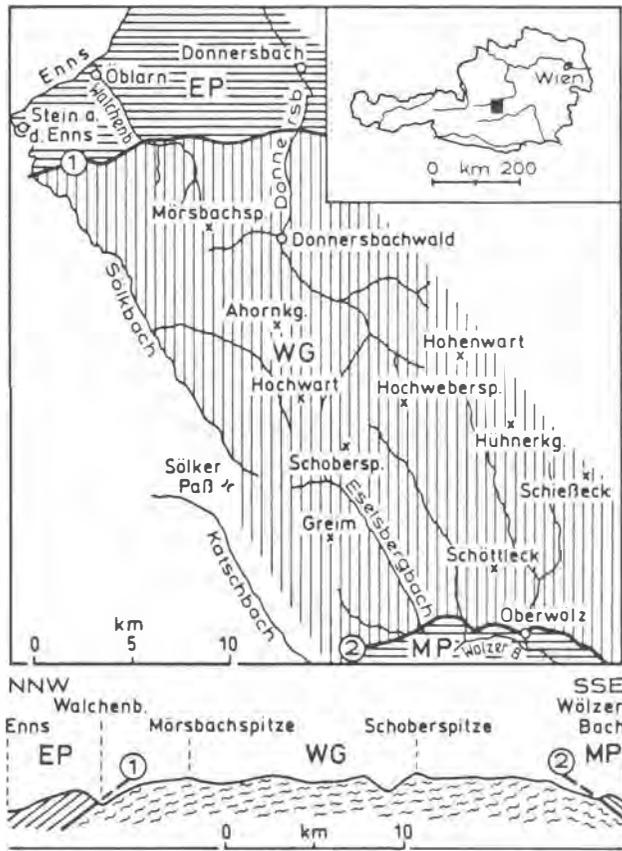


Abb. 1: Übersichtsskizze und schematisches Profil des bearbeiteten Querschnittes mit den wichtigsten geologischen Grenzen. EP: Ennstaler Phyllite, WG: Wölzer Glimmerschiefer, MP: Murauer Paläozoikum.

(1) die Grenze zwischen Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefern stellt nach A. TOLLMANN (1977) die Grenze zwischen Mittel- und Oberostalpin dar, andere Autoren (z. B.: W. FRANK 1987) messen ihr diese große Bedeutung nicht bei.

(2) An der Grenze MP/WG werden alpidische Relativbewegungen nicht in Frage gestellt, über den Zeitpunkt der primären Deckenstapelung (variszisch oder alpin) gibt es unterschiedliche Meinungen.

Fig. 1: Sketch-map and schematic profile of the treated cross-section with the important geological borders. EP: Ennstal phyllites, WG: Wölzer micaschist, MP: Murau paleozoic.

(1) The boundary between Ennstal phyllites and Wölzer micaschist represents after A. TOLLMANN (1977) the boundary between Middle- and Upper Austroalpine; other authors (e. g. W. FRANK 1987) don't attach such great importance to that boundary.

(2) Relative movements of the alpidic age are not questioned at the border MG/WG, but there are different opinions about the time of the primary nappe formation (variscan or alpidic).

(1987), die vorwiegend auf Ergebnissen von Metamorphosestudien begründet sind, für eine tektonische Zuordnung im Sinne von E. CLAR (1965).

Im folgenden sollen neue Daten aus einem N-S Querschnitt (Öblarn–Oberwölz) durch die westlichen Wölzer Tauern vorgestellt werden, die in den Jahren 1986 bis 1988 von den Autoren im Rahmen ihrer Diplomarbeiten am Institut für Geologie der Universität Wien erarbeitet wurden. Ausgehend von den neuen Ergebnissen wird zu den bestehenden Entwicklungsmodellen dieses Abschnittes des Ostalpins Stellung genommen.

Im Text werden folgende Abkürzungen verwendet:

D_{1...n} Deformationsphasen

SS sedimentäres S

S_{1...n} Schieferungsfläche

And	Andalusit	Bio	Biotit
Sil	Sillimanit	Mus	Muskowit
Ky	Kyanit	Gra	Granat
Als	Alumosilikat	Stau	Staurolith
Plg	Plagioklas	P	Druck
Qrz	Quarz	T	Temperatur
Ctd	Chloritoid		

2. Strukturprägung

2.1. Erste Deformationsphasen

In den heute polymetamorphen, epi- bis mesozonal geprägten Gesteinen sind nur noch wenige Hinweise auf die ältesten Strukturelemente vorhanden. Sie finden sich in Proben aus den südlichen Bereichen, wo in Bio, Gra und Stau Relikte eines SS und eines ältesten tektonischen S in Form von graphitischem Pigment eingeschlossen sind. Erscheinungen wie slaty cleavage und crenulation cleavage sind als Produkt einer ersten Deformation bei noch niedriger Metamorphose gut vorstellbar. Für das ursprünglich sedimentäre S soll die Bezeichnung S₀ gelten. Dieses S₀ wurde im Zuge einer ersten Deformation D₁ in ein ältestes beobachtbares, tektonisches S₁ umgewandelt. Aufgrund des altpaläozoischen Alters der Protolithe und der als variszisch interpretierten Hauptdeformation D₂ ist D₁ als vermutlich frühvariszisch anzusehen.

2.2. Variszische Hauptdeformation D₂

Ein wesentliches Strukturelement, von dem alle Gesteinstypen der Wölzer Glimmerschiefer und der südlichen Ennstaler Phyllite gleichermaßen betroffen sind, bilden sowohl im Aufschluß als auch im Dünnschliff sichtbare isoklinale Liegendfallen, die der variszischen Hauptdeformation D₂ zugeordnet werden. Als wichtigste Deformationsmarker in den Metapeliten sind Quarz- und Quarzfeldspatmobilisatlagen zu nennen, die diese Falten

sichtbar machen, in geeigneten Aufschlüssen sind sie oft über mehrere Meter weit verfolgbar. Aufgrund einer intensiven finalen Plättung sind die Falten enggepreßt und die Schenkel können extrem ausgedünnt oder vollständig abgerissen sein, sodaß oft nur noch die Faltenscheitel erhalten geblieben sind.

Wesentlich besser als in den Metapeliten ist die Liegendverfaltung in den Paraamphiboliten und Marmoren erhalten, wo sie durch stoffliche Bänderung deutlich sichtbar wird und einzelne Falten über größere Strecken verfolgbar sind. Parallel zur Achsenebene der Liegendfalten ist eine penetrative Schieferung S_2 ausgebildet, die im südlichen Teil des bearbeiteten Gebietes das dominante S darstellt. Im zentralen und südlichen Wölzer Kristallin sind die Glimmer in den Metapeliten ebenso wie die Amphibole der Paraamphibolite in S_2 eingeregelt. S_2 verläuft konkordant zum großräumigen stofflichen Lagenbau und stellt nach Norden bis in das obere Donnersbachtal die dominante Schieferung dar. Auf den S_2 Flächen ist in den Metapeliten nur selten eine Mineralelongation zu beobachten, lediglich die Amphibole der Paraamphibolite sind parallel zu den zugehörigen Faltenachsen orientiert, was auf eine gewisse Streckung im Zuge der variszischen Hauptdeformation hinweist. Die Faltenachsen der Isoklinalfalten sind schwer zu messen, da die hierfür notwendigen dreidimensionalen Aufschlüsse in geeigneten Lithologien (Amphibolit, Marmor) sehr selten sind. Die wenigen vorhandenen Meßdaten streuen außerordentlich stark, sodaß auf eine Darstellung in stereographischer Projektion verzichtet wird. Es ergibt sich für diese B_2 Faltenachsen lediglich die Tendenz eines flachen bis mittelsteilen Abtauchens in westlicher bis nördlicher Richtung; über etwaige Vergenzen können keine Aussagen gemacht werden.

2.3. Die alpidische Hauptdeformation D_3

Für das gesamte Wölzer Kristallin ist in alpidischer Zeit eine Einengungstektonik charakteristisch, die besonders im südlichen und zentralen Wölzer Kristallin ein über große Bereiche homogenes Verformungsbild erzeugt. Im südlichen und zentralen Wölzer Kristallin ist sie durch eine \pm offene Stauchfaltung ohne eindeutige Vergenz mit steilstehender E-W streichender Achsenebene charakterisiert. Die Intensität dieser Deformation steigt gegen Norden bei Annäherung an die Grenze Wölzer Glimmerschiefer/Ennstaler Phyllite kontinuierlich an, wobei diese Deformation im nördlichsten Wölzer Kristallin und in den Ennstaler Phylliten in gleichartiger Ausbildung zu beobachten ist.

Diese mit D_3 bezeichnete Deformationsphase erzeugt im südlichen Arbeitsgebiet auf den schichtsilikatbesetzten Schieferungsflächen (S_2) der Metapelite eine Riefung oder Wellung mit mm-cm langen Faltschenkeln. Die wellenartigen Fältchen oder

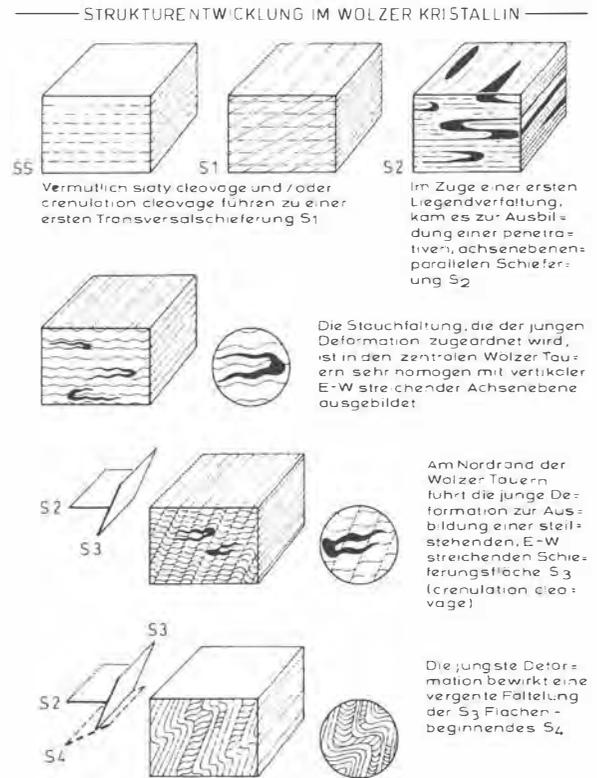


Abb. 2: Schematische Darstellung der Strukturentwicklung im Wölzer Kristallin. Hier werden nur die wesentlichen, regional beobachtbaren Strukturelemente dargestellt.

Fig. 2: Schematic figure of the structural development of the Wölzer Crystalline. Only the important structural features are depicted.

geknickten Faltenscheitel, deren Ausbildung lithologieabhängig ist, lassen sich stets im Querbruch der Handstücke beobachten. In grobkörnigen Glimmerschiefern können starre Porphyroblasten und Mobilisatlagen die homogene Verformung im Kleinbereich stören. Die ursprünglich in S_2 eingeregelteten Glimmer rekristallisierten in den Faltenscheiteln, wodurch polygonale Faltenzüge entstanden. Fältelung und Wellung erzeugen eine flachliegende, konstant Ost-West verlaufende b-Lineare. Aus den Beziehungen zwischen Porphyroblasten und den Strukturelementen kann abgeleitet werden, daß die D_3 Deformation bereits am Höhepunkt der Metamorphose begonnen und diese in ihren letzten Stadien lokal überdauert hat.

Die Ausbildung der Strukturen ändert sich nördlich von Donnersbachwald deutlich. Es tritt ein neues Element, in Form einer gegen N immer intensiver werdenden Umschieferung, die schließlich das dominierende S_3 darstellt, auf. Die S_2 -Flächen werden durch D_3 unter Ausbildung einer crenulation

cleavage zu S_3 umgeschiefert. Aus der Geometrie der crenulation cleavage kann die Beteiligung einer scherenden und plättenden Komponente abgeleitet werden. So zeigen häufig auftretende syntektonische Granatblasten (Abb. 3) N-vergente rotationale Bewegung, wobei die äußerst konstant W-E streichende, flachliegende Rotationsachse dem B_3 der crenulation cleavage entspricht. Die Einschlußzüge der Granate, die häufig noch in Kontakt mit dem Externgefüge stehen, zeigen im Zentrum der Porphyroblasten eine Rotation größer als 180° , was nur bei der Beteiligung einer scherenden Komponente an der Deformation möglich ist. Für die Beteiligung einer plättenden Komponente an der Deformation D_3 spricht die Beziehung Materiallinie (S_2) zur Schieferung (S_3). Die makroskopische Geländesituation eines flach nordfallenden S_2 , das von einem steiler nordfallenden S_3 überprägt wird, würde, ließe man nur Scherung als Deformationsmechanismus zu, auf eine südvergente Relativbewegung hinweisen, die Schersinnindikatoren im mikroskopischen Maßstab (rotierte Granatblasten) sollten dieselbe Vergenz anzeigen. Tatsächlich kann aber in allen geeigneten Proben (zumindest für die Dauer des alpidischen Granatwachstums) anhand der Kleinstrukturen nur reine Nordvergenz gezeigt werden. Diese anscheinend paradoxe Situation läßt sich am besten als Produkt einer Kombination gleichzeitig wirksamer Scherung und Plättung interpretieren.

Die Quarz-c-Achsengefüge zeigen keine Hinweise auf Bewegungen $\parallel L$ (W-E), sondern sprechen eher für plättende Beanspruchung. Nur in Form einzelner reliktscher Körner (Memoryquarz) können Hinweise auf Bewegungen mit W-E bzw. E-W Vergenz gefunden werden. Diese Erscheinung wird mit der durch die Plättung verursachten Verkürzung normal zur Schieferungsrichtung und dem gleichzeitigen Ausweichen des Materials in der Richtung $\parallel L$ in Zusammenhang gebracht. Die Tatsache, daß $\parallel L$ weder asymmetrische Druckschatten an den Porphyroblasten noch rotationale Komponenten beobachtet werden konnten, schließt größere Bewegungen entlang S_3 in E-W Richtung ab dem Beginn der alpidischen Granatblastese aus. Die Existenz einer allfälligen älteren E-W Komponente in diesem Gesteinsstapel wird unter Punkt 5 diskutiert.

In den Aufschlüssen im Grenzbereich zwischen Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phylliten zeigt sich, daß sowohl die Ausbildung als auch die Orientierung der zu D_3 zuzuordnenden Strukturelemente (sowohl mikro- als auch makroskopische) auf beiden Seiten der lithologischen Grenze übereinstimmen.

2.4. Jüngste Strukturelemente D_4

Das jüngste Strukturelement als Produkt einer plastischen Deformation stellt eine Wellung und nord-

vergente Fältelung der S_3 -Flächen dar. Es ist nur in den fein- und mittelkörnigen Granatglimmerschiefern des nördlichen Wölzer Kristallins und in den südlichen Ennstaler Phylliten ausgebildet. Lokal kann es auch zur Ausbildung von weitständigen achsenebenenparallelen Flächen (S_4) kommen. Diese Deformation führt bei den Glimmern lediglich zu einer Verbiegung, jedoch nicht zu einer Rekristallisation. Die Temperatur reichte allerdings noch für die Ausbildung eines gut getemperten Quarzgefüges mit zahlreichen 120° Tripelpunkten aus.

3. Porphyroblasten und relativer Kristallisationsablauf

Aus dem Schliffstudium der Proben aus dem Wölzer Kristallin läßt sich für das Untersuchungsgebiet eine komplexe, polymetamorphe Entwicklung ableiten. Anhand mehrerer Generationen von Porphyroblasten (Gra, Stau, Plg. ...) können zumindest zwei Metamorphosezyklen (M_1 , M_2) abgetrennt werden, wobei die ältere Metamorphose im S-Teil des Wölzer Kristallins in zwei Phasen (M_{1a} , M_{1b}) unterteilt werden kann (siehe Abb. 4). Die Texturbilder in Dünnschliffen, die Beziehungen zwischen Porphyroblasten und den einzelnen Strukturelementen sowie Argumente aus dem Mineralchemismus ermöglichen die Aufstellung einer relativen Kristallisationsabfolge, die in Abb. 3 schematisch dargestellt ist und im folgenden erläutert wird.

3.1. Die variszische Metamorphose M_1

3.1.1. Temperaturbetontes Ereignis M_{1a}

Im südlichen Wölzer Kristallin wird die älteste Generation von Mineralblasten der ersten Phase der voralpidischen Metamorphose (M_{1a}) zugeordnet. Durch die Mineralassoziaton Mus, Bio, Plg, And (Sill), Stau, die reliktsch in der deutlich jünger geprägten Matrix oder in Form von Einschlüssen in Grablasten erhalten ist, sind für die erste metamorphe Prägung amphibolitfazielle Bedingungen belegt. Die Beobachtung, daß die Alumosilikatphasen als And bzw. Sil vorliegen und noch keine Granatbildung erfolgt, spricht für ein T-betontes Metamorphoseereignis M_{1a} im südlichen Wölzer Kristallin (vermutlich altvariszisch).

3.1.2. Variszische Hauptmetamorphose M_{1b}

Im Zuge einer zweiten abtrennbaren Metamorphose kommt es ohne einen wesentlichen Temperaturabfall zu einem deutlichen Druckanstieg. Im bereits amphibolitfaziell geprägten Kristallin, in dem schon bzw. noch immer erhöhte Temperaturbedingungen vorherrschen, entstehen durch eine Versenkung Bedingungen einer Barrow-Typ Metamorphose M_{1b} ,

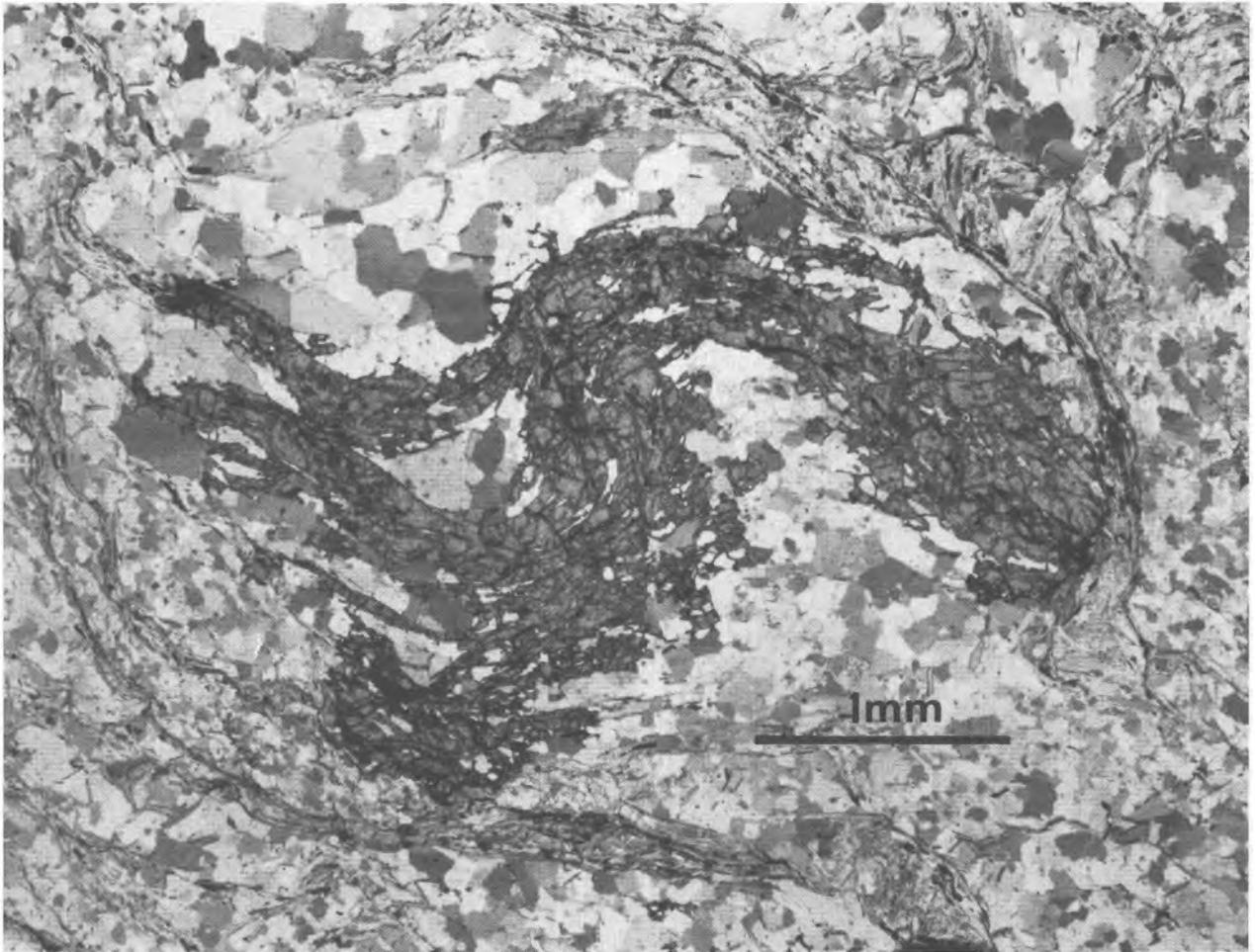


Abb. 3: Syndeformativ gesproßter Gra Blast aus dem nördlichen Wölzer Kristallin (Walchental). Der Kern dieses Blasten zeigt bezüglich S_3 eine Rotation $\geq 180^\circ$, was nur bei einer Deformation mit Beteiligung einer scherenden Komponente möglich ist (nordvergent).

Fig. 3: Syndeformative growth of garnet from the northern Wölzer Crystalline (Walchental). The core of the garnet is rotated more than 180 degrees relating to S_3 . This is possible, if the deformation mechanism is also simple-shear with north-directed vergency.

und es entwickelt sich rasch eine Paragenese von Mus, Bio, Gra, Stau, Ky und Plg. Die zu diesem Ereignis gehörenden Porphyroblasten zeichnen sich durch ihr Größenwachstum (bis cm-Größe) und mitunter durch einen Zonarbau auf. Stau und Gra zeigen häufig pigmentfreie Kernbereiche neben insbesondere bei Gra stark pigmentierten Säumen. Die pigmentfreien Gra-Kerne zeigen oft feinste radialstrahlige angeordnete Einschlußzüge von hochlichtbrechenden Mineralphasen (vermutlich Rutil), was von mehreren Autoren (siehe W. FRANK et al. 1983) als Hinweis auf extrem rasches Wachstum gewertet wird. Diese als Sterngranate bezeichneten Typen, die auf das südliche Wölzer Kristallin beschränkt sind, konnten offenbar das graphitische Pigment zunächst verdrängen und überwucherten es in einer späteren Phase von verlangsamtem Wachstum.

Die Blasten der zu M_{16} gehörenden Paragenese wuchsen prä- bis synkinematisch zur variszischen Strukturprägung, was aus der Beziehung zwischen der dominanten Schieferung S_2 und den Porphyroblasten deutlich hervorgeht. Gra-, Stau- und Plg-Blasten werden von S_2 umflossen, lediglich Mus und Bio wuchsen spät über diese Schieferung, was auf ein längeres Anhalten erhöhter T-Bedingungen hinweist.

In den schwächer metamorphen Anteilen des Wölzer Kristallins (nördlich des Hauptkammes) sind lediglich Chloritoid und mitunter Gra I als zu M_1 gehörige Porphyroblasten zu nennen. Der Metamorphosezyklus M_1 klingt mit retrograden Erscheinungen, wie der Biotitisierung von Gra I Blasten und Chloritbildung aus. Diese Erscheinungen stehen in einem engen zeitlichen Zusammenhang mit der variszischen Hauptdeformation D_2 .

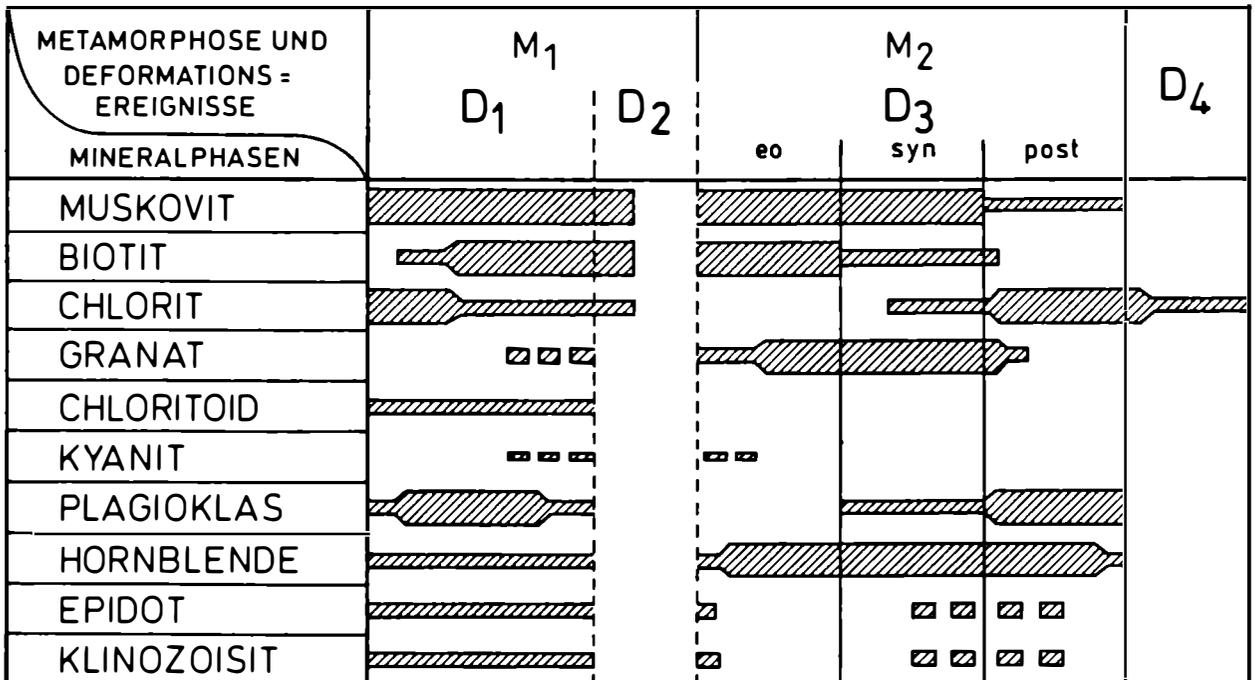
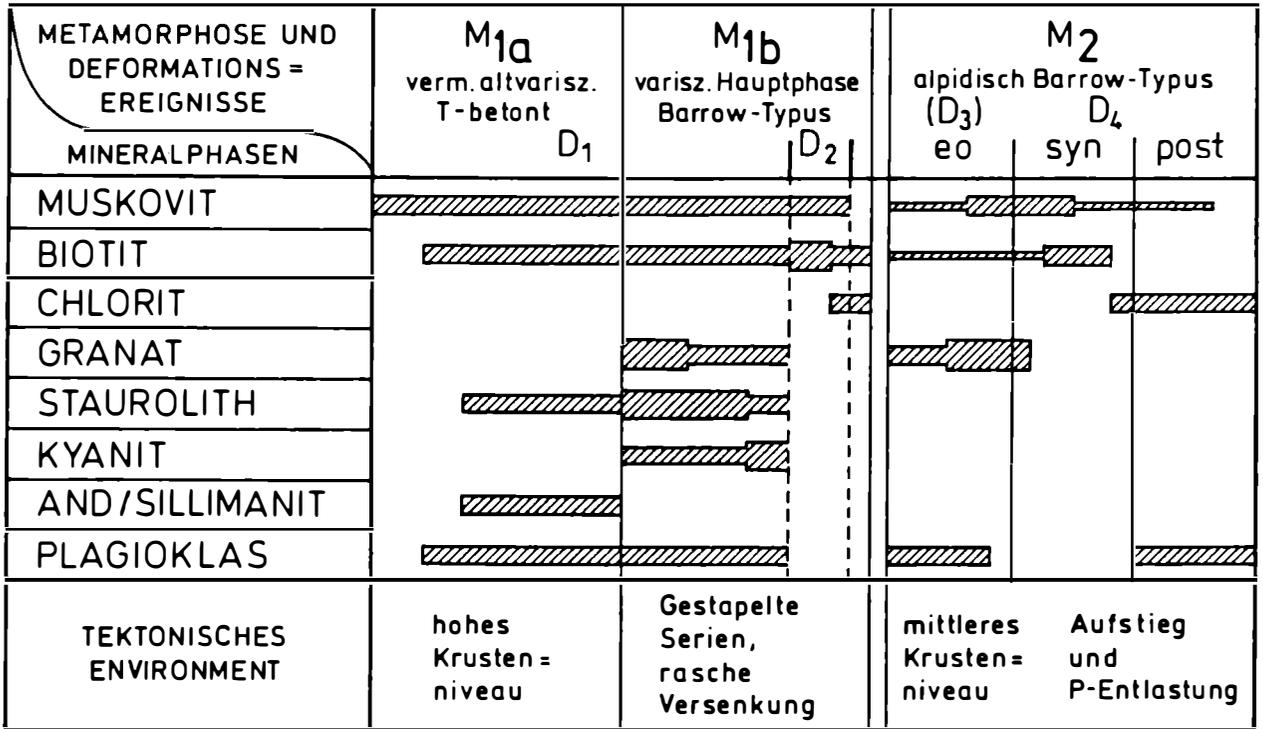


Abb. 4: Relative Abfolge von Kristallisations- und Deformationsphasen im südlichen (A) und nördlichen (B) Wölzer Kristallin. In diese Darstellung wurden nur jene Mineralphasen aufgenommen, die gut interpretierbare Beziehungen zu den einzelnen Strukturelementen zeigen. Die Stärke der Balken soll das Ausmaß der Kristallisation darstellen.

Fig. 4: Relative sequence of crystallisation- and deformation events in the southern (A) and northern (B) Wölzer Crystalline. Only these minerals are depicted, which show well-interpretable relations to the structural characteristics. The degree of crystallisation is shown by the thickness of the lines.

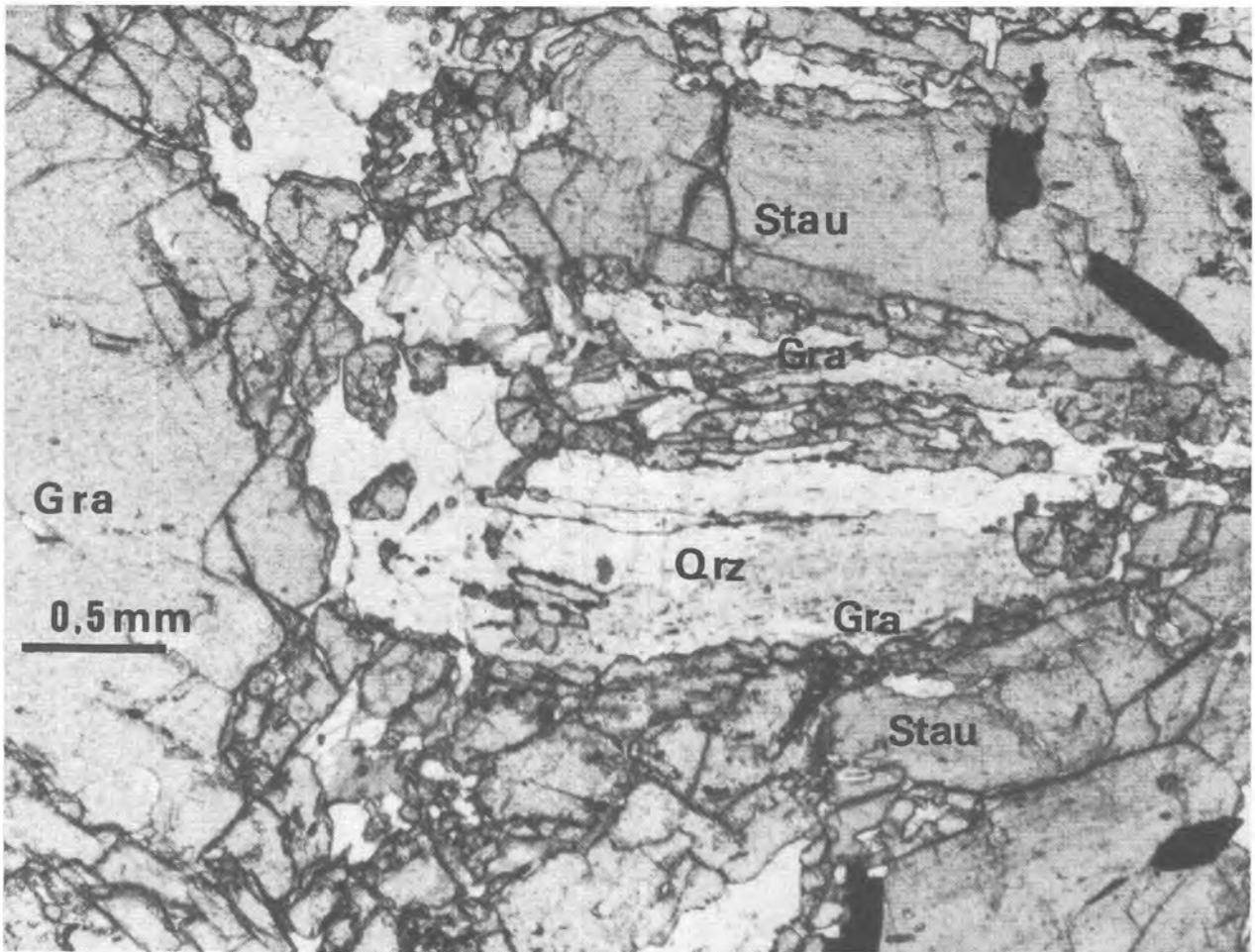


Abb. 5: An den Korngrenzen zwischen Qrz und Stau treten ganz typische, schmale Reaktionssäume aus Gra auf ($\text{Stau} + \text{Qrz} = \text{Gra} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$), die anhand optischer Kriterien alleine nicht eindeutig in das Kristallisations-Deformationsschema (Abb. 4a) eingeordnet werden können; (Probe: Großhansl, südl. Wölzer Kristallin, Bildausschnitt: ca. 3 mm).

Fig. 5: Typical narrow reaction rims of garnet appear at the grain boundaries between quartz and staurolite ($\text{Stau} + \text{Qrz} = \text{Gra} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$), which can't definitely be interpreted into the crystallisation-/deformation scheme only by optical methods (Fig. 4a). (Sample: Großhansl, southern Wölzer Crystalline, length of the picture-part, 3 mm).

3.1.3. Problematische Zuordnung einer Dehydratisierungsreaktion

In Proben aus dem südlichen Wölzer Kristallin ist mitunter eine Reaktion von Stau + Qrz zu Gra und Als zu beobachten. Der dabei entstehende Gra bildet u. a. schmale Säume an den Korngrenzen zwischen Stau und Qrz (siehe Abb. 5). Die idiomorphen Warzen und das Wachstum entlang der Intergranularen geben dieser Gra Generation ein charakteristisches Erscheinungsbild, das dem der jüngsten Gra-Generation sehr ähnlich ist. Eine Zuordnung dieser Gra-Säume ist demnach auf rein optischem Wege nicht möglich. Die Paragenese $\text{Stau} + \text{Qrz} + \text{Gra} + \text{Ky}$ (+ Mus + H_2O) ist im System KF-

MASH (vereinfachtes Pelitsystem, in dem lediglich die AFM Phasen definiert sind) divariant. Der progressive Zerfall von Stau stellt also eine kontinuierliche Reaktion dar, wobei sich nach A. B. THOMPSON (1976) bei progressivem T-Verlauf die Zusammensetzung von koexistierenden Gra und Stau sehr rasch zu den Mg-reicheren Endgliedern verschieben. Diese Reaktion müßte also einen deutlichen Anstieg des X(Mg) in Stau und Gra bewirken, der im Gra, sofern er nicht homogenisiert wurde, noch beobachtbar sein sollte. Anhand von Mikrosondenuntersuchungen konnte in zwei analysierten Proben, welche die Paragenese $\text{Stau} + \text{Qrz} + \text{Gra} + \text{Als}$ zeigen, tatsächlich im äußersten Randbereich des als Gra I zu bezeichnenden Kernes ein eklatanter Mg-

Anstieg festgestellt werden (siehe Abb. 6). Akzeptiert man den Zusammenhang zwischen dem eklatanten Mg-Anstieg im Gra I und der progressiven Zerfallsreaktion von Stau, so ist diese in den variszischen Metamorphosezyklus einzuordnen. Die Argumente aus dem Mineralchemismus sind allerdings nicht unproblematisch und wegen der großen Bedeutung, die dieser Reaktion und ihrer zeitlichen Einordnung zukommt, laufen derzeit detaillierte Studien zur Klärung dieser Frage.

3.2. Die alpidische Metamorphose M₂

Eine weitere Metamorphose M₂ erfaßt die Gesteine nachdem die T deutlich abgefallen ist, also nach einem bedeutenden zeitlichen Hiatus. Die wohl auffallendste Mineralneubildung im Zuge dieser Metamorphose stellen die Gra II Blasten dar, die als Einzelindividuen oder als Säume um Gra I das bestehende Gefüge der Deformation D₂ überwachsen.

Zahlreiche Einschlüsse von feinen Rutilnadeln (aus der Sagenitgitterung von Bio) und das Wachstum entlang der Intergranularen, ausgehend von Tripelpunkten des präexistierenden Gefüges, sowie seine oft warzig idiomorphen Ränder geben dem Gra II ein charakteristisches Aussehen. An der Bildung von Gra II dürften vor allem Bio und Plg beteiligt gewesen sein, was aus Texturbildern und aus dem hohen Grossularanteil von Gra II in Plg führenden Proben zu erwarten ist. Bei einer Gra II Bildung aus Plg und Bio entsteht auch Mus, der typischerweise in den Spaltflächen von Plg wächst (vgl. Teigitschserie, G. JUNG 1982). Stau ist während der Metamorphose M₂ nicht mehr stabil und oft nur noch als Einschluf in Gra erhalten, während er in der Matrix vollkommen in Serizit zerfallen ist.

Im nördlichsten Wölzer Kristallin stellt Gra II die einzige Granatgeneration dar. Das Gra Wachstum korreliert hier mit der intensiven Tektonik (D₃) und überdauert diese lokal. Die syndeformativ gesproßten, gerollten Gra-Blasten (Abb. 3) belegen eine nordvergente Deformation (siehe Kap. 2.3.), die unter bereits erhöhten P-T-Bedingungen (Gra stabil) begonnen hat. Postdeformativ über das durch D₃ erzeugte Gefüge wachsende Gra Säume zeigen ein längeres Anhalten dieser Bedingungen an. Ebenfalls postdeformativ wachsen Zoisite, Hornblendens und Plg-Rundlinge über das Gefüge.

Als jüngste Mineralbildungen unter bereits retrograden Bedingungen sind eine verbreitete Albitblastese und eine vollkommen statisch ablaufende Chloritisierung der Gra Blasten zu nennen.

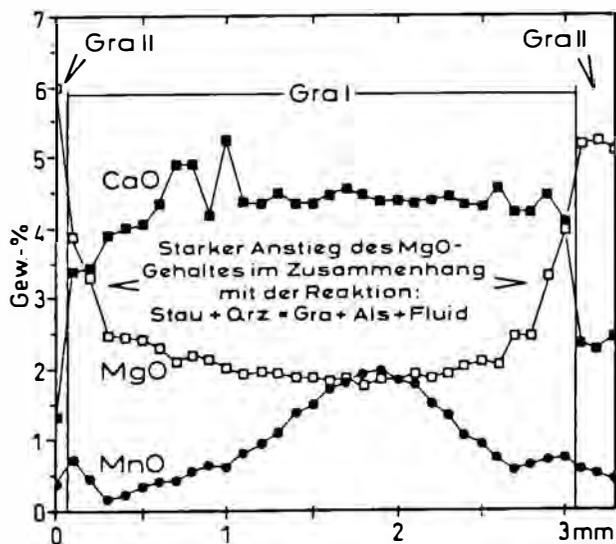


Abb. 6: Die chemische Zonierung dieses zweiphasigen Gra Blasten (Gra I - variszisch, Gra II - alpidisch) zeigt einen eklatanten Anstieg im Mg Gehalt, wie er aus der Reaktion $\text{Stau} + \text{Qrz} = \text{Gra} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$ zu erwarten ist, am äußersten Rand von Gra I.

Fig. 6: The chemical zoning of this two-phase garnet (Gra I - variscan; Gra II - alpidic) shows a striking increase in Mg on the rim of garnet I, which is expected from the reaction $\text{Stau} + \text{Qrz} = \text{Gra} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$.

4. Metamorphosebedingungen

4.1. Variszischer Zyklus

Im Zuge der variszischen Metamorphose wurden im untersuchten Gebiet unterschiedlich hohe Metamorphosebedingungen erreicht. Die zugehörigen Indexmineralzonen streichen ungefähr ENE-WSW (siehe Abb. 7), wobei im SE-Teil des Untersuchungsgebietes die höchsten Metamorphosebedingungen nachgewiesen sind.

In den am höchsten metamorphen Anteilen kann das variszische Geschehen in zwei Phasen unterteilt werden. Einschlüsse einer ersten Mineralassoziaton mit Stau und Sil im Gra I zeigen, daß zunächst eine T-betonte Prägung in Amphibolitfazies erfolgte (vgl. W. FRANK et al. 1983) und erst später im Zuge der Hauptmetamorphose eine Drucksteigerung zur Ausbildung von Paragenesen mit Beteiligung von Gra und Kya führte.

In Proben aus den höchstmetamorphen Partien tritt die Paragenese $\text{Stau} + \text{Qrz} + \text{Gra} + \text{Als} + (\text{Mus} + \text{H}_2\text{O})$ auf. Aus Texturbildern (siehe Abb. 5) läßt sich eine Reaktion vom Typ: $\text{Stau} + \text{Qrz} = \text{Gra} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$ ableiten, die wohl den Höhepunkt der älteren Metamorphose markiert (vgl. Kap. 3.1.3.). Eine derartige Zerfallsreaktion von Stau zugunsten

von Gra und Als ist nach RICHARDSON (1968) kaum drucksensitiv und läuft bei $P_{H_2O} \geq 0,8 P_{TOT}$ bei Temperaturen von 650°C bis 690°C ab (vgl. HOSCHEK 1969, THOMPSON 1976). Man kann diese Temperaturen zwar nicht direkt auf natürliche Systeme übertragen, da sie auf experimentellen Ergebnissen aus Endglied-Systemen beruhen und somit eher einer Obergrenze der möglichen Gleichgewichtstemperaturen entsprechen, es erscheint aber als gerechtfertigt, aufgrund des Ablaufens dieser Reaktion auf Bedingungen der mittleren bis oberen Amphibolitfazies zu schließen (geringer H_2O Partialdruck würde die Gleichgewichtstemperatur deutlich senken, dieser Parameter konnte allerdings nicht ermittelt werden). Für den Druck ist ein mittlerer Gradient anzunehmen, da die Paragenesen im Kyanitfeld der Alumosilikatmodifikationen liegen (Barrow Typus).

Eine räumliche Variation der Metamorphosebedingungen drückt sich in der Anordnung der Indexmineralzonen aus (siehe Abb. 7). Ausgehend von den Gebieten mit den höchsten Metamorphosebedingungen (progressiver Stau-Zerfall) schließen sich gegen NW schwächer metamorphe Zonen an. Das Auftreten von Stau zeigt die Verbreitung der variszischen Amphibolitfazies, die dann von einer breiten Zone in Grünschieferfazies abgelöst wird (Granat-Zone). Im nördlichsten Wölzer Kristallin dürfte die ältere Gra-Generation gänzlich fehlen, hier ist als einzige zur älteren Prägung zu stellende Mineralphase Ctd vertreten, der im P-T Feld über den ganzen Bereich der niedriggradigen Metamorphose stabil ist (siehe Abb. 7).

4.2. Alpidischer Zyklus

Das bereits in der variszischen Ära grünschiefer- bis amphibolitfaziell metamorph geprägte Kristallin erfuhr in alpidischer Zeit eine neuerliche Aufwärmung, die in weiten Bereichen zur Neubildung von Gra führte. Eine Neubildung von großen Stau-Blasten konnte nicht beobachtet werden, was aber das Erreichen amphibolitfazieller Bedingungen während der alpidischen Metamorphose nicht ausschließt (feinkörnige Stau-Ky Haufwerke in Proben aus der südöstlichen Fortsetzung des Untersuchungsgebietes werden dem alpidischen Metamorphoseereignis zugeordnet). Das Fehlen einer jungen Stau Generation in den bereits variszisch dehydrierten Gesteinen muß nicht unbedingt auf zu niedrige Temperaturen zurückgeführt werden, sondern kann seine Ursache auch in einem geringen H_2O -Partialdruck in der fluiden Phase haben. Aus der Gra-Bio Thermometrie ergeben sich aus einer gut equilibrierten Probe aus dem südlichen Wölzer Kristallin Temperaturen von 540°C , andere weniger konsistente Werte liefernde Proben ergeben Temperaturen von 540°C bis 600°C , die Temperaturbedingungen liegen also im

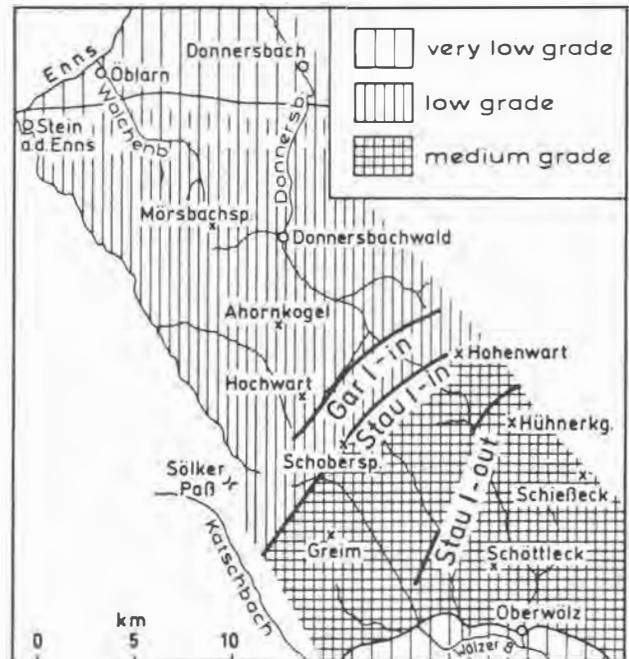


Abb. 7: Die Darstellung der Indexmineralzonen der variszischen Metamorphose basiert auf einer Mineralverteilungskarte aus ca. 250 Probenpunkten. Die Dichte des Probennetzes reicht bei weitem nicht aus, um die einzelnen Zonen detailliert (ev. dreidimensional) abgrenzen zu können, die Abfolge der Zonen, wie sie hier dargestellt wird, geht aus den bestehenden Daten jedoch deutlich hervor.

Fig. 7: The zoning of the index minerals of the variscan metamorphism is based upon a mineral zoning map derived from about 250 sample points. The density of the net of samples isn't sufficient to mark off these zones more detailed (e. g. three-dimensional). The sequence as depicted can be clearly drawn from the available data.

Übergangsbereich zwischen Grünschieferfazies und Amphibolitfazies.

W. FRANK et al. (1983), R. SCHIMANA (1984) und R. TEMMEL (1987) berichten von relativ Ca-reichen Chemismen der jungen Gra-Generation. In drei Plg führenden Proben konnten ebenfalls gegenüber der älteren Gra-Generation stark erhöhte Ca-Gehalte gemessen werden (variszischer Kern: 1-4% Ca, alpidischer Saum: 6-8% Ca). Nach M. L. CRAWFORD (1977) läßt sich hoher Grossularanteil im Gra in Paragenesen mit Plg u. a. auf hohe P-Bedingungen zurückführen. Neben dem Gra-Chemismus spricht auch der lediglich optisch festgestellte deutliche Phengitgehalt des Hellglimmers für relativ hohe P-Bedingungen während der alpidischen Metamorphose, eine Quantifizierung der P-Abschätzung steht noch aus.

Für den jüngeren Metamorphosezyklus kann im

zentralen Wölzer Kristallin aufgrund großräumiger Beobachtungen eine Zunahme der Metamorphosebedingungen gegen SE festgestellt werden, die von den Autoren untersuchten Proben spiegeln allerdings kaum eine räumliche Variation der Metamorphosebedingungen im untersuchten Gebiet wider. Dies liegt vor allem daran, daß wegen der bescheidenen Mineralneubildung während des alpidischen Metamorphosezyklus keine aussagekräftigen jungen Paragenesen zu beobachten sind und für die Abschätzung der Metamorphosebedingungen mittels der Geothermobarometrie noch zu wenige Analysedaten vorliegen.

5. Folgerungen

Aus den vorliegenden Daten können unmittelbar einige Aussagen über die metamorphe Entwicklung des Wölzer Kristallins abgeleitet werden, die teilweise gut mit bereits bestehenden Vorstellungen übereinstimmen, zum Teil aber auch völlig neue Ansätze darstellen.

Die im südlichen Arbeitsgebiet dreiphasige, im Norden zweiphasige Metamorphoseentwicklung stimmt in vielen Details der Abfolge der Ereignisse (M_{1a} , M_{1b} zeitlich kaum zu trennen, M_2 deutlich abgesetzt) und der Charakteristika der Ereignisse (M_{1a} : T-betont, M_{1b} , M_2 : Barrow-Typus) mit der von FRANK et al. (1983) aus der Koralm beschriebenen Entwicklung überein.

Eine wesentliche Neuerkenntnis liefert eine Mineralverteilungskarte für einen N-S Querschnitt Öblarn-Oberwölz. Durch die Zuordnung der Mineralphasen zu einer variszischen und einer alpidischen Paragenese ergeben sich für das variszische Ereignis mehrere Indexmineralzonen einer charakteristischen Barrow-Typus Metamorphose, die Bedingungen von der obersten Amphibolitfazies bis zur Grünschieferfazies widerspiegeln (siehe Abb. 7).

Eine räumliche Variation der Bedingungen im alpidischen Metamorphosezyklus kann derzeit noch kaum quantifiziert werden. Aus der Gra-Bio Thermometrie ist lediglich die Aussage möglich, daß im südlichen Arbeitsgebiet Temperaturbedingungen der obersten Grünschieferfazies erreicht wurden ($T \geq 540^\circ\text{C}$), z. T. sind hier auch amphibolitfaziale Bedingungen gut vorstellbar.

Ein neues Ergebnis stellt die Zuordnung der einphasigen Gra-Blasten des nördlichsten Wölzer Kristallins und der südlichen Ennstaler Phyllite zur alpidischen Metamorphose dar, die in erster Linie auf der Betrachtung der Beziehungen zwischen den Porphyroblasten und den Strukturelementen beruht. Schon W. FRITSCH (1952) und K. DIEBER (1971) haben in ihren Dissertationen den Zusammenhang zwischen Gra-Blastese und Strukturprägung erkannt, haben aber beides in den variszischen Zyklus gestellt. H. PEER (1988) deutet bereits für einen Teil der Gra

des nördlichsten Wölzer Kristallins alpidisches Alter an.

H. PEER (1988) und A. TOLLMANN (1977) sehen in der Grenze zwischen Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefern eine tektonische Linie erster Ordnung, die in alpidischer Zeit wirksam war. Aus den neuen Daten geht hervor, daß es in dieser Zone nur bescheidene Relativbewegungen mit einer scherenden nordvergenten Komponente gegeben hat. Diese Deformation hat bereits unter den Stabilitätsbedingungen von Gra begonnen und ist zur Gänze in dessen Stabilitätsbereich abgelaufen. Die Geometrie der Strukturen kann als Produkt einer Relativbewegung zwischen zwei benachbarten Gesteinskomplexen interpretiert werden. Eine nach dem Beginn der alpidischen Gra-Blastese wirksame Bewegungsbahn im Sinne einer Überschiebung kann aus den Strukturbeobachtungen für den untersuchten Querschnitt ausgeschlossen werden. Es sind an der betreffenden „Grenze“ auch keinerlei Hinweise auf einen Sprung im Metamorphoseprofil und Unterschiede in der Strukturprägung zu finden, es besteht vielmehr durch die einheitliche metamorphe und strukturelle Entwicklung von Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefern eine Klammer, die für eine benachbarte Position der beiden Einheiten schon am Beginn der alpidischen Metamorphose spricht.

Das Vorhandensein von Mesozoikum an der „Grenze“ zwischen den beiden Einheiten und eine Diaphthoresesezone, die für A. TOLLMANN (1977) die wesentlichsten Argumente für die Existenz einer tektonischen Linie darstellen, konnten im beobachteten Querschnitt (Wlachental, Donnersbachtal) nicht nachgewiesen werden.

Die in den Glimmerschiefern eingelagerten Marmore wurden aufgrund eines Crinoidenfundes von HAUSER & BRANDL (1956) ins Mesozoikum gestellt. Diese Zuordnung wird von den Autoren angezweifelt, da dieser Crinoidenfund einerseits aus einem Schuttstrom stammt und andererseits keine weiteren Funde aus dem Anstehenden erbracht werden konnten. Außerdem sprechen die im Marmor erhaltenen Strukturelemente für eine bereits präalpin gemeinsame Entwicklungsgeschichte mit den Wölzer Glimmerschiefern.

H. PEER (1988) beschreibt aus dem Walchental (nördliches Wölzer Kristallin) Gesteine, die er als rekristallisierte Ultramylonite bezeichnet und als Produkt der Überschiebung des Oberostalpins auf das Mittelostalpin deutet. Eigene Untersuchungen zeigen, daß diese Gesteine nicht zwingend als Mylonite zu interpretieren sind, da einige wichtige Kriterien für eine derartige Bezeichnung nicht ausreichend erfüllt sind. Es zeigt sich jedoch deutlich, daß die charakteristische Ausbildung der Matrix der Gesteine älter als die alpidische Granatblastese ist, da

die alpidischen Granat- und Hornblendeblasten die spezifische Ausbildung des Gefüges bereits vorfinden und sich bei der alpidischen Deformation bezüglich des bestehenden Gefüges genauso verhalten wie die Porphyroblasten in den umgebenden Gesteinen.

L. RATSCHBACHER (1984) konnte an der Basis der Grauwackenzone westvergente Bewegungen alpidischen Alters zeigen, die man auch an der äquivalenten Position – „Grenze“ Ennstaler Phyllite/Wölzer Glimmerschiefer – erwarten könnte. M. ROCKENSCHAUB (1986) beschreibt auch aus dem Grenzbereich Wölzer Kristallin/Schladminger Kristallin westvergente Komponenten, die er der alpidischen Deformation zuordnet. Es ist nicht auszuschließen, daß in alpidischer Zeit das gesamte Gesteinspaket der Wölzer Glimmerschiefer in sich westvergent geschert wurde, entsprechende Strukturen konnten im untersuchten Abschnitt jedoch nicht beobachtet werden. Dafür dürften zumindest teilweise die monotone Lithologie und eine späte Temperung des Gefüges verantwortlich sein. Wir können in unseren Schlibbildern aber zumindest für die Dauer der alpidischen Gra-Blastese gut zeigen, daß eine scherende Bewegung lediglich eine Süd-Nord Komponente aufweist. Auch nach der Granatblastese läuft unter kühleren Bedingungen eine nordvergente Bewegung weiter (D₄).

Danksagung

Vor allem wollen wir unserem Lehrer, Prof. W. FRANK, für seine Unterstützung danken. Wertvolle Diskussionen und Anregungen verdanken wir u. a. Prof. W. RICHTER, Dr. K. PETRAKAKIS und Dr. N. MANCKTELOW.

6. Literatur

- ABART, R. (1988): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark/Österreich). — Dipl. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 112 S., 36 Abb., 6 Beil., Wien.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., Sdh. G, 11–355, 4 Taf., Wien.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., Sdh. G, 11–355, 4 Taf., Wien.
- CRAWFORD, M. L. (1977): Calcium Zoning in Almandine Garnet, Wissahickon Formation, Philadelphia, Pennsylvania. — Canadian Mineralogist, 15, 243–249, 5 Figs., Totonto.
- DIEBER, K. (1971): Die Geologie des Gebietes um Donnersbachwald (Steiermark). — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 119 S., Graz.
- FLÜGEL, H. W. (1960): Die tektonische Stellung des Altkristallins östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Mh., 1960, 202–220, Stuttgart.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. — [In:] FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. — 379–406, 9 Figs., 1 Tab., Wien (Deuticke).
- , ESTERLUS, M., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. — Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 263–293, 11 Abb., 9 Tab., Graz.
- FRITSCH, W. (1953): Die Gumpeneckmarmore – Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1–19, Wien.
- HAUSER, A. L. & BRANDL, W. (1956): Das Alter des Sölker Marmors. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 86, 68–71, Graz.
- HOSCHEK, G. (1969): The Stability of Staurolite and Chloritoid and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. — Contrib. Min. Petr. 22, 208–232, 9 Figs., Berlin.
- JUNG, G. (1982): Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralle. — Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 180 S., Wien.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 29 Abb., 1 Taf., Wien (Springer).
- MARTINELLI, W. (1989): Geologie der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phylliten im Walchengraben südlich von Öblarn. — Dipl. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- METZ, K. (1980): Erläuterungen zu Blatt 129, Donnersbach. — 35 S., Wien (Geol. Bundesanst.).
- PEER, H. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35, 243–262, 8 Abb., Wien.

- RATSCHBACHER, L. (1984): Kinematische Analyse der Deckenbewegungen und assoziierter Deformation im Deckgebirge der östlichen Ostalpen etc. — Jber. Hochschulschwerpunkt S 15, 5, 67–200, 36 Abb., 14 Taf., Graz.
- RICHARDSON, S. W. (1968): Staurolite Stability in Part of the System Fe-Al-Si-O-H. — *J. Petrol.*, 9, 467–488, 7 Figs., 1 Taf., Oxford.
- ROCKENSCHAUB, M. (1986): Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbe-
reich Wölzer Kristallin – Schladminger Kristal-
lin in den nördlichen und östlichen Schladminger
Tauern (Steiermark). — Unveröff. Diss. Form-
u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 140 S., 98 Abb.,
4 Beil., Wien.
- SCHIMANA, R. (1984): Strukturuntersuchungen
im Wölzer Glimmerschiefer am Ostrand der
Wölzer Tauern. — Unveröff. Vorarb. Inst.
Geol. Wien.
- TEMMELE, R. (1987): Aufrechte und inverse Meta-
morphosezonierung im Kristallin beiderseits des
Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 37, Wien 1991
- Murtales im Bereich Unzmarkt–Scheiffling (Steier-
mark, Österreich). — Unveröff. Dipl. Arb.
Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 100 S.,
59 Abb., 6 Beil., Wien.
- THOMPSON, A. B. (1976a): Mineral Reactions in
Pelitic Rocks: I. Prediction of P-T-X(Fe-Mg)
Phase Relations. — *Am. J. Sci.*, 276, 401–424,
3 Figs., New Haven.
- (1976b): Mineral Reactions in Pelitic Rocks: II.
Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) Phase Re-
lations. — *Am. J. Sci.*, 276, 425–474, 7 Figs.,
New Haven.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostal-
pen auf Grund der Neuuntersuchungen des zen-
tralalpiner Mesozoikums. — *Mitt. Ges. Geol.
Bergbaustud.*, 10, 3–62, Wien.
- (1977): Geologie von Österreich. Bd. 1. — 766
S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).

Strukturelle und geochronologische Argumente für eine altpaläozoische Anatexis im Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol, Österreich)

Structural and geochronological arguments for lower
paleozoic anatexis of the Winnebachmigmatite
(Ötztal/Tyrol, Austria)

E. CHOWANETZ

mit 14 Abbildungen und 1 Tabelle

Schlüsselwörter:

Migmatit
Ötztalkristallin
Rb/Sr-Mineralalter
kaledonisches Ereignis

Keywords:

Migmatite
Ötztalcrystalline
Rb/Sr-mineral ages
Caledonian event

Adresse der Autorin:
Address of the authoress:

Mag. Eva Chowanetz
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract	17
1. Einführung	18
1.1. Problemstellung	18
1.2. Definitionen	18
2. Petrographie	19
2.1. Zentraler, ungeschieferter Migmatit	19
2.2. Geschieferter Migmatit	21
2.3. Grenzbereiche	22
2.4. Migmatischer Gneis	22
2.5. Leschhorn	23
2.6. Helle Granitgneise	24
3. Überprägung des Migmatits	24
3.1. Granulierung der Plagioklase	24
3.2. Alumosilikate	24
3.3. Störungszonen	25
3.4. Retrograde (alpidische) Überprägung	26
3.5. Diskussion der Strukturen und Texturen	26
4. Altersdaten	28
4.1. Probenbeschreibung	28
4.2. Methodik	29
4.3. Ergebnisse und Diskussion	31
4.3.1. Biotit	31
4.3.2. Hellglimmer	31
4.3.3. Gesamtgesteine	32
4.3.4. Leschhorn und Granitgneise	33
5. Übersicht über die metamorphe und magmatische Entwicklung	34
6. Literatur	34

Contents

	page
Zusammenfassung, Abstract	17
1. Introduction	18
1.1. Problematics	18
1.2. Definitions	18
2. Petrography	19
2.1. Central, non-foliated migmatite	19
2.2. Foliated migmatite	21
2.3. Boundary zones	22
2.4. Migmatic gneiss	22
2.5. Leschhorn	23
2.6. Leucocratic granite-gneiss	24
3. Migmatite-overprinting	24
3.1. Plagioclase granulation	24
3.2. Alumosilicates	24
3.3. Fault zones	25
3.4. Retrogressive (Alpine) overprint	26
3.5. Discussion of textures and structures	26
4. Radiometric age data	28
4.1. Sample description	28
4.2. Methods	29
4.3. Results and discussion	31
4.3.1. Biotite	31
4.3.2. White mica	31
4.3.3. Whole rock	32
4.3.4. Leschhorn and granite-gneisses	33
5. The metamorphic and magmatic evolution: An overview	34
6. References	34

Zusammenfassung

Der Winnebach-Migmatit liegt im nördlichen Teil des Ötztal-Stubai-Kristallins, E Längenfeld/Ötztal. Seine Entstehung wird durch in-situ-Aufschmelzung von Paragesteinen vom Typ der heutigen Hüllgesteine (im wesentlichen Bi-Plag-Gneise) erklärt. Die P-T-Bedingungen für die Teilaufschmelzung dieser Gesteine werden mit 660°-685°C bei 4kb angegeben (HOINKES et al., 1972).

Die zeitliche Einstufung der Migmatisierung schwankt in der Literatur zwischen spätvariszisch (HOINKES & al., 1972) und pan-afrikanisch (670 Ma; SÖLLNER & HANSEN, 1987). Die vorliegende Arbeit sollte mittels einer neuen Geländeaufnahme und Rb/Sr-Mineral- und Gesamtgesteinsanalysen zur Klärung der Altersfrage des Winnebachmigmatits beitragen. Es ergaben sich vier Hauptargumente, die für ein kaledonisches Alter der Anatexis (Mindestalter) und für eine variszische Überprägung des Migmatits sprechen:

- Der Migmatitkörper stellt ein „mega-raft“ dar, das von den Paragneisen variszischer Prägung umflossen wird.
- Das Neosom ist mit Ausnahme des geschonten Kernbereiches des Migmatits geschiefert, die Plagioklase sind im gesamten Migmatit granuliert, dieser hat also nach seiner Bildung eine Deformation erfahren.
- Hellglimmer, die aus unverschiefertem, homogenen Neosom des zentralen Migmatitbereiches separiert wurden, ergaben kaledonische Rb/Sr-Alterswerte von 461 ± 8 bis 421 ± 6 Ma. Hellglimmer aus verschieferten Bereichen ergaben verjüngte Alter zwischen 388 ± 8 und 293 ± 4 Ma.
- Ein den Migmatit durchschlagender Granitgneis ergab ein Alter von 370 ± 28 Ma (SÖLLNER & HANSEN, 1987); ein weiteres Granitvorkommen, das als spätes Differentiat des Migmatits interpretiert werden kann, ergab von den selben Autoren datiert, ein Alter von 444 ± 4 Ma.

Das Auftreten von prograd, unter Einbeziehung von Biotit gebildetem Sillimanit und jüngerem, postdeformativ gewachsenen Disthen steht mit der oben angesprochenen Altersabfolge in Einklang, kann aber auch mit P-T-Änderungen innerhalb eines einzigen Metamorphosezyklus erklärt werden.

Die Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen ergeben gemeinsam mit den Daten von SÖLLNER & HANSEN (1987) gerechnet einen Errorchronenalterswert von 455 ± 24 Ma (2σ). Aufgrund der präanatektisch sehr inhomogenen Gesteinsserien scheint eine vollständige Sr-Isotopenhomogenisierung bei der Teilaufschmelzung fragwürdig. Zusätzlich kann die unterschiedliche deformativ und retrograde Überprägung die Gesamtgesteine sekundär wieder ungleichmäßig beeinflusst haben.

Das alpidische Geschehen läßt sich durch die Teilverjüngung der Glimmeralter erfassen. Die Ergebnisse stehen großräumig betrachtet in Einklang mit der Vorstellung einer gegen SE ansteigenden alpidischen Metamorphose im Ötztalkristallin. Im Kleinbereich schwankt die Beeinflussung allerdings beträchtlich, was auf einen lokal unterschiedlichen Deformationsgrad und stark variierende Fluidaktivität zurückgeführt wird.

Abstract

The Winnebach-migmatite lies within the Oetztal nappe (Upper Austroalpine) in the northern Oetztal (Tirol/Austria). Its genesis is attributed to an in-situ-melting of the country rocks (mainly biotite-plagioclase-paragneisses). The P-T-conditions of 660°–685°C at 4kb for the partial melting are given by HOINKES et al. (1972). Following the available literature data, the exact timing of the anatexis is found to be controversial.

Structural data and Rb-Sr age determinations on micas and whole rocks from 10 samples from the migmatite s. str. and the surrounding paragneisses strongly support a Caledonian or at least pre-Hercynian anatexis followed by a Hercynian metamorphic-deformational overprint:

- Structural investigations show that the whole migmatite can be interpreted as „mega“-raft within the surrounding paragneisses.
- The migmatite-neosome is partly affected by a schistosity (parallel orientation of mica). All plagioclases in the migmatite show a strong granulation. Both schistosity and granulation are attributed to a postanatectic, i. e. Hercynian overprint.
- Rb-Sr ages for white micas vary between 461 ± 8 Ma (least overprinted parts) and 293 ± 4 Ma (strongly overprinted schistose textures). A regression calculation for the whole rock analyses yields a poorly defined age of 455 ± 24 Ma (2σ). The scale of Sr isotope homogenisation during the anatexis is, however, questionable, since the migmatite forms out from a very inhomogeneous (meta-)sedimentary rock series.
- An orthogneiss cutting across the migmatite shows an age of 370 Ma (SÖLLNER & HANSEN, 1987).

Strongly rejuvenated biotite ages in the neighborhood of Hercynian biotite ages suggest a varying intensity of the Alpine overprint in this area.

The „Gaislehn“ granitic gneiss SE of the migmatite area shows a strong Hercynian overprint resulting in a complete resetting of the Rb-Sr system in white mica (321 ± 15 Ma isochron for three white mica fractions and whole rock).

In conclusion the Winnebach-migmatite is regarded as a product of pre-Hercynian (probably Caledonian) partial melting, that has been varyingly overprinted during the Hercynian and Alpine cycles.

1. Einführung

Der Winnebachmigmatit, in der Literatur auch als Winnebachgranit bezeichnet, liegt in den Stubai Alpen E Längenfeld im Ötztal (Abb. 1). Er erstreckt sich in E-W-Richtung über gut 25 km² und liegt inmitten von Paragneisen und Glimmerschiefern, die im N bei Tumpen von zwei Granodioritzügen unterbrochen werden und im S von Amphiboliten bzw. Eklogiten abgelöst werden.

Der Erstbeschreibung 1905 durch OHNESORGE folgten zahlreiche weitere Bearbeitungen: Die Kartierung von HAMMER (1929) im Maßstab 1 : 75 000, der Versuch einer gefügekundlichen Analyse von DRONG (1959) und schließlich die petrologische Aufnahme von HOINKES (1971) am Aufschluß „Bachfalle“, begleitet von einer Neukartierung durch SCHANTL (1972). Diese beiden Autoren sehen in Anlehnung an HAMMER (1925) in der Anatexis das letzte voralpine, d. h. ein spätvariszisches Ereignis, da der Migmatit ihrer Meinung nach keine strukturelle Überprägung erlitten hat. SÖLLNER & HANSEN (1987) haben die ersten Rb/Sr-Gesamtgesteins- und U/Pb-Zirkonalterswerte im Winnebach-Gebiet bestimmt. Ihre Interpretation der Anatexis als panafrikanisches Ereignis beruht auf den Zirkonaten, v. a. auf dem Wert von 444 ± 4 Ma, gemessen an Zirkonen aus einem Granit, den sie als postanatektischen Gang gedeutet haben.

Die Bildung eines kleineren Migmatitvorkommens im südlich des Sulztales gelegenen Roßkar wird aufgrund einer deutlichen Schieferung in diesem Bereich noch immer hartnäckig einem anderen Ereignis als jenem der Anatexis im Winnebachseegebiet zugeordnet (HAMMER, 1925; HOERNES & HOFFER, 1973; SÖLLNER & HANSEN, 1987).

1.1. Problemstellung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war, neue Hinweise auf das mögliche Alter der Anatexis im Winnebach-Gebiet zu finden. Dabei wurde aufgrund von feldgeologischen und petrographischen Beobachtungen eine Entscheidung darüber erwartet, ob die als variszisch eingestufte amphibolitfaziale Prägung der Migmatithüllgesteine von der Anatexis erfaßt wurde, oder ob der Winnebachmigmatit selbst in das variszische Deformations- und Metamorphosegeschehen einbezogen wurde. Rb/Sr-Mineral- bzw. Gesamtgesteinsanalysen sollten diese Ergebnisse durch absolute Alterswerte unterstützen.

1.2. Definitionen

Folgende Termini könnten zu Mißverständnissen führen. Ihre erneute Definition im Sinne dieser Arbeit erscheint daher sinnvoll:

- **Homogenes Neosom:** Es stellt den aufgeschmolzenen Teil des Migmatits dar (MEHNERT, 1968, p.356). Präanatektische Gefüge sind somit nicht erhalten. Die homogenen Bereiche sind auf dm²-Größe beschränkt.
- **Schollen:** Anatektisch gerade nicht mehr zerstörte (HOINKES, 1973) Biotit-Plagioklas-Gneis-Bereiche (bzw. untergeordnet Biotit-schiefer oder Kalksilikate), d. h. Bereiche wo das präanatektische Schieferungsgefüge noch einigermaßen intakt ist. Diese Schollen schwimmen in einer Neosommatrix.
- **Inhomogenes Neosom:** Es bildet den Übergang von Schollen zu homogenem Neosom. Überreste präanatektischer Strukturen sind in Form eines auffiedernden Gneislagenbaues noch erhalten.
Achtung: Es handelt sich um eine im Gelände getroffene, d. h. um eine makroskopische Unterteilung. Sie muß also nicht unbedingt mit der Unterscheidung im Dünnschliff übereinstimmen. Diese vollzieht sich zwar nach den selben Definitionen, aber eben bei stärkerer Auflösung.
SÖLLNER & HANSEN (1987, p. 534) unterscheiden anders: Ein homogenes Neosom ist nur „weitgehend ohne Schollen“, einem inhomogenen Neosom wird ein Schollenanteil über 50% zugestanden. Diese Ausweitung der Begriffe ist wohl im Zuge der Großprobennahme nötig geworden.
- **Geschiefertes Neosom:** Es kann sich sowohl um homogenes als auch um inhomogenes Neosom handeln. Im homogenen Neosom wird die Schieferung anhand einer Glimmerorientierung bis hin zur Längung von Q- und Fsp-Aggregaten dokumentiert.
Im inhomogenen Neosom werden migmatische Strukturen, wie z. B. der auffiedernde Gneislagenbau, von einer zweiten Schieferung diskordant überprägt.
- **Ungeschiefertes Neosom:** Nimmt Bezug auf das homogene Neosom des zentralen Migmatitbereiches, wo keinerlei Mineralregelung auftritt. Der Begriff „Migmatit mit s“ (SCHANTL, 1972) wurde fallengelassen, weil einerseits die Paralleltextur im Neosom als präanatektisches Gefügerelikt interpretiert wurde und andererseits die Verbreitung des „Migmatits mit s“ im Sinne SCHANTLs nur einen kleinen Bereich des geschieferten Neosoms im Sinne dieser Arbeit ausmacht.
- **Migmatitkern bzw. zentraler Migmatit:** Bezieht sich auf den höchstemperierten Bereich zur Zeit der Anatexis und beinhaltet keine Aussage über das geographische Zentrum.

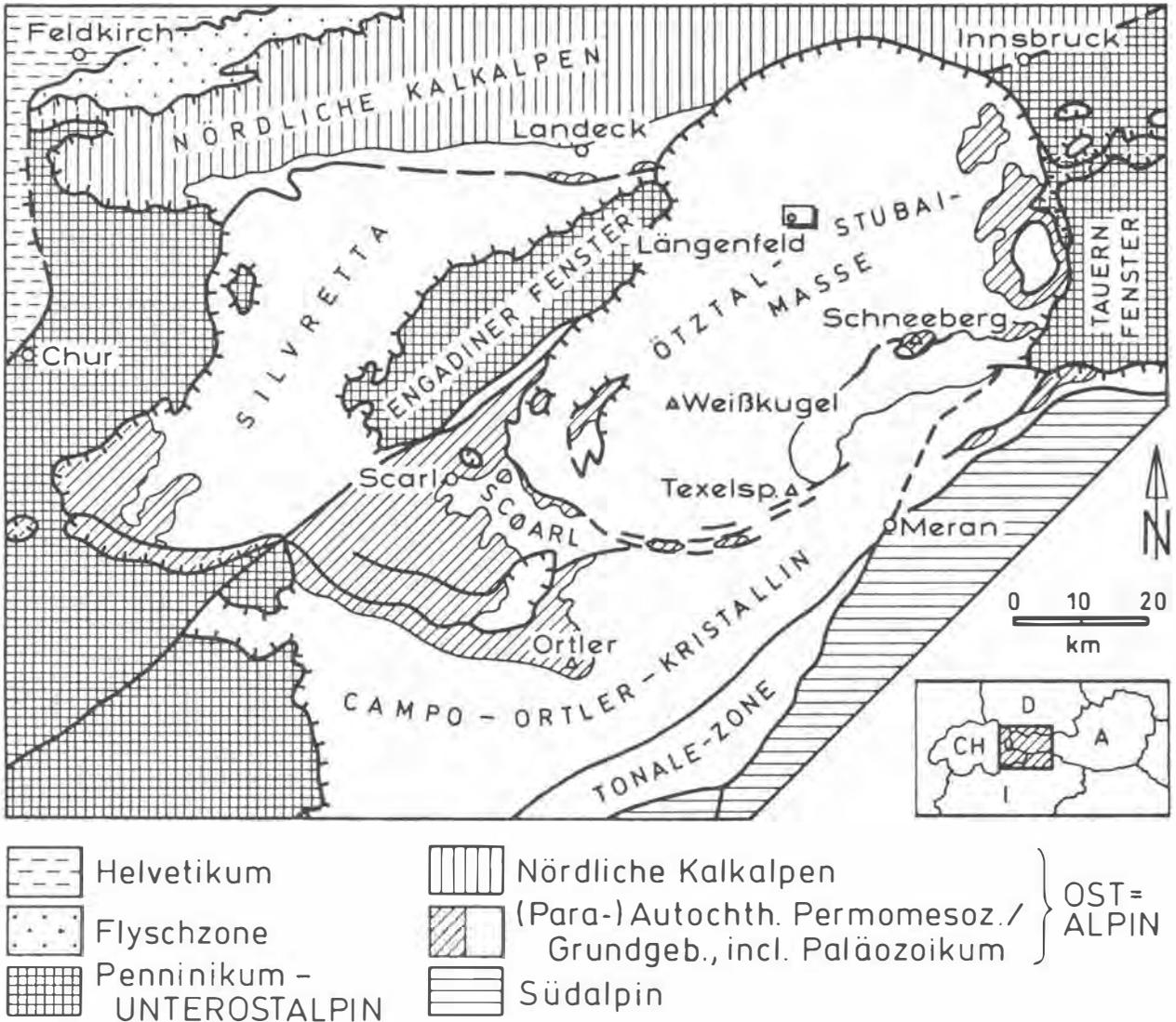


Abb. 1: Schematische Übersichtskarte des Ötztal-Silvretta-Kristallins und benachbarter Einheiten. Nach THÖNI, 1988.

Fig. 1: Schematic scetchmap of the Oetztal-Silvretta cristalline basement and adjacent units. After THÖNI, 1988.

2. Petrographie

2.1. Zentraler, ungeschieferter Migmatit

Das „Paradevorkommen“ von der Lokalität Bachfalle (HOINKES & al., 1972, HOINKES, 1973) bildet nur einen Teil des Migmatitkernbereiches. Dieser umfaßt auch noch den größten Teil des Gänsekragen-Stockes, sowie Ost- und Südumrahmung des Winnebachkares.

Der Kernbereich weist den höchsten Anteil an Neosom auf (16 Vol% homogenes, 40 Vol% inhomogenes nach HOINKES, 1973). Die Schollen sind in ihrer Größe überschaubar (kaum über 1 m Länge) und oft verdreht. Ptygmatische Falten und Quarzknuern sind häufig. Es fand aber keine Trennung in Leuko-

und Melanosom i. S. MEHNERTs (1968) statt.

Stellenweise treten dunkelgrüne bis schwarze Pseudomorphosen auf. Sie sind im zentralen Migmatit häufig scharfkantig und stengelig mit einer Länge von mehreren cm. Sie wurden bereits 1905 von OHNESORGE als Pinite beschrieben und von weiteren Autoren erwähnt (u. a. SCHANTL, 1973). Diese Pinite werden als Pseudomorphosen nach Cordierit gedeutet. Idiomorphe, d. h. sechsseitige, prismatische Querschnitte (HAMMER, 1925) bzw. Cordierit-Relikte konnten im Zuge der vorliegenden Arbeit jedoch nicht gefunden werden.

Im **homogenen Neosom** ist keine Schieferung festzustellen, weder eine prä- noch eine postanatektische. Dies gilt auch für die Dünnschliffbeobachtung.

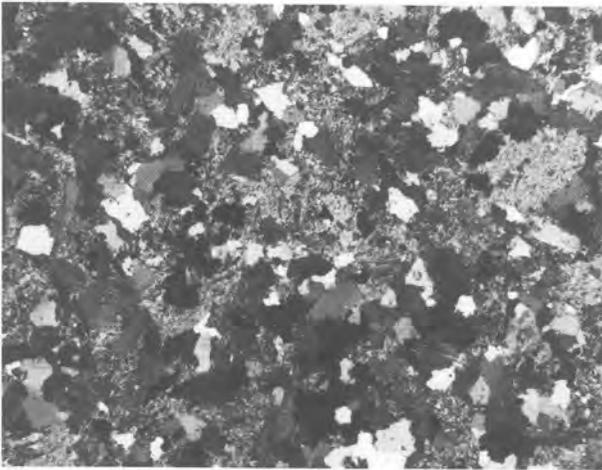


Abb. 2: Ungeschiefertes homogenes Neosom aus dem zentralen Migmatitbereich (Weitkar). Die Plagioklase sind feinkörnig granuliert. Das Granulat ist häufig sericitisiert. Jedoch sind sowohl Biotit wie auch Hellglimmer ungerichtet. Vergrößerung 12x, gekreuzte Nicols.

Fig. 2: Homogeneous neosome from the central migmatite area (Weitkar). The granular structured plagioclase is partly sericitized. Notice that neither biotite nor white mica show a preferred orientation. Magn. 12x, crossed nicols.

Berücksichtigt man die Schieferung des restlichen Migmatitkörpers, kann der zentrale Bereich als „geschont“ bezeichnet werden. Solche geschonten Zonen sind von GRAUERT (1969) auch in der Silvretta beschrieben worden.

Im **inhomogenen Neosom**, d. h. in den Bereichen auffiedernder Schollen ist der präanatektische Gneislagenbau noch schlierig erhalten. Eine zweite Schieferung ist weder makroskopisch noch im Dünnschliff zu erkennen.

Die **Biotit-Plagioklas-Gneis-Schollen** sind schmal und länglich, zum Teil zerbrochen und weisen scharfe Kontakte zum Neosom auf. Ihr präanatektischer Lagenbau ist vollkommen ungestört. Die seltener auftretenden **Biotitschiefer-Schollen** sind klein und gedrungen. Auch ihre Schieferung ist intakt. Dieses alte Gefüge wird von keinen späteren Strukturen überprägt.

Im Dünnschliff:

Das **homogene Neosom** zeigt einen **monotonen Mineralbestand**, der in der Hauptsache aus Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskovit besteht. Es unterscheidet sich von den anderen bearbeiteten Gesteinen in erster Linie durch die **beträchtlichen Korngrößenunterschiede** der Minerale untereinander (Abb. 2).

Die **Quarze** sind groß und lappig, undulös und z. T. stark verzahnt. Eine vergleichbare Korngröße weisen die **braunen Biotite** auf. Sie zeigen häufig radioaktive Höfe um Zirkoneinschlüsse. Die Bleichung ist ex-

trem fortgeschritten, was die Menge an Titanausscheidungen (hauptsächlich Titanit aber auch Ilmenit und Rutil) erklärt. In manchen Fällen tritt eine geringfügige Chloritisierung auf.

Die **Muskovite** sind kleiner bis gleich groß wie die Biotite und treten ungefähr gleich häufig auf. Beide Glimmer sind oft undulös, manchmal verbogen oder auch geknickt. Der Muskovitgehalt im Migmatit steht im Gegensatz zu jenem der Paragneise, wo Muskovit sehr selten oder gar nicht auftritt. Dieser im Winnebach-Gebiet offenbar primär vorhandene Hellglimmer könnte die Schmelzbildung nach der Reaktion $Mu \pm Plag \pm Q \pm H_2O = Schmelze \pm Sill$ begünstigt haben. Bei der folgenden Abkühlung scheint es aber wieder zu einer Rückreaktion von Sillimanit und der K-Komponente und damit zu erneuter Muskovit-Bildung gekommen zu sein, was mit der Tatsache in Einklang steht, daß Sillimanit im Bereich der Anatexis eher selten beobachtet werden kann (HOINKES, 1973, p. 234).

Der eindeutig jüngsten Generation gehören die feinkörnigen Hellglimmer-(Serizit-)leistchen an, die ein Zersetzungsprodukt der Plagioklase bzw. der Aluminosilikate darstellen. Allgemein von den Korngrenzen ausgehend, bilden sie zum Teil komplette Pseudomorphosen. Die **Plagioklase** sind feinkörnig (0.01–0.05mm) granuliert (cf. 3.1.) und nicht verzwilligt. Nur in wenigen Fällen, wenn die Granulierung nicht vollständig ist, ist die typische Lamellierung relictisch erhalten. **Kalifeldspäte** treten sehr untergeordnet auf. Sie sind, wenn überhaupt, nur randlich etwas granuliert. **Sillimanit** ist feinst fibrolithisch (fast unauflösbar) und sehr selten. Er tritt eng verwachsen mit Biotit und Granat auf (cf. 3.2.). Diese **Granate** haben eine variable Korngröße und sind hypidiomorph. Die **Zirkone** haben gerundete Kerne und häufig gut ausgebildete, pyramidale Anwachsspitzen.

Das **inhomogene Neosom** ist im Mineralbestand nahezu ident mit dem homogenen. Auch die Textur ist ähnlich. Sie unterscheidet sich lediglich durch das Auftreten von gleich- und feinkörnigen, biotitreichen Schlieren. Diese stellen präanatektische Relikte dar. Die aufgeschmolzenen Partien sind, gleich dem homogenen Neosom, durch stark wechselnde Korngrößen charakterisiert.

Die **Biotit-Plagioklas-Gneis-Schollen** gleichen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung dem Neosom. Allerdings sind sie feinkörniger. Die Quarze sind besser rekristallisiert (keine ausgebuchteten Korngrenzen wie im Neosom). Die Plagioklase sind zwar feinkörnig, die einzelnen Körner entstammen aber nicht dem Zerfall eines großen Kristalls. Muskovit ist vorhanden, aber seltener als im Neosom, sodaß der Biotit eindeutig überwiegt.

In der Häufigkeit an zweiter Stelle liegen die **Kalksilikatschollen**. Sie sind hauptsächlich Quarz/Feldspat-reich. Ein dritter Bestandteil, der auch makroskopisch erkennbar ist, ist der Granat.

Die **Biotitschiefer-Schollen** werden hauptsächlich von Biotit, Quarz und Plagioklas aufgebaut. Die Biotite sind entmischt, z. T. verbogen und führen Zirkoneinschlüsse mit radioaktiven Höfen. Muskovit ist selten ausgebildet, er ist mit dem Biotit verwachsen. Untergeordnet treten Orthoklas, Sillimanit, Granat und Zoisit auf. Die Biotitschiefer-Schollen erwecken den Eindruck von restitischen Bereichen, auch wenn großräumig von

einer Trennung in Melano- und Leukosom nicht die Rede sein kann.

2.2. Geschieferter Migmatit

Verläßt man den Kernbereich, nimmt die Menge an „unverdaulichem“ Material zu, die Schollen werden größer und auch merklich stärker parallel angeordnet. Dies führte z. B. DRONG (1959) zu der Ansicht, es handle sich um ein „am-Platz-Gefüge“, d. h. die Anatexis war im Randbereich nicht mehr intensiv genug, um die Schollen verstellen zu können. Sie würden also nach dieser Auffassung noch die präanatektische Orientierung zeigen. Diese präanatektische Orientierung ist allerdings mit der der variszischen Prägung zugeordneten Orientierung der Rahmengesteine ident. Nach der Interpretation von DRONG ergäbe sich daher für die Anatexis ein relativ jüngeres Alter als für die dominierende Strukturprägung in der Ötztalmasse.

Ein weiteres Kennzeichen dieser Zone ist die **Ver-schieferung des Neosoms**. Solange diese parallel zum s-Flächengefüge der Paragneisschollen verläuft, ist die Behauptung von DRONG nicht zu entkräften. Da aber auch im Randbereich des Migmatitkörpers nicht alle Schollen gleich orientiert sind, läßt sich fallweise eine Schieferung im Neosom erkennen, die den präanatektischen Gneislagenbau mancher Schollen **diskordant schneidet** und somit eindeutig **jünger** ist (Abb. 3).

Im Dünnschliff:

Geschieferter und ungeschieferter Migmatit unterscheiden sich fast ausschließlich strukturell. Der Mineralbestand des geschieferten Migmatits ist daher dem unter 2.1. beschriebenen vergleichbar. Sillimanit ist häufiger als im Migmatitkern ausgebildet. Seine Erscheinungsform ist jedoch die gleiche: Er bildet dunkle, fibrolithische Filze. Die Schwärzung kann auf die Erzausscheidungen aus den Biotiten zurückgeführt werden. Ein Unterscheidungsmerkmal zum zentralen Migmatit muß allerdings hervorgehoben werden: Im geschieferten Migmatit tritt, ähnlich wie in den Paragneisen, syn- bis postdeformativ gewachsener **Disthen** auf. Pinite sind etwas seltener und v. a. nicht mehr stengelig ausgebildet. Die im Schliff graugrünen Flecken werden hauptsächlich aus Hellglimmer (zwei Korngrößen) und Quarz aufgebaut. Unter gekreuzten Nicols wird die starke Serizitisierung deutlich. Ein weiterer Hauptbestandteil sind sehr kleine, kurze Stengel, die in Licht- und Doppelbrechung auf Sillimanit hinweisen. Sie könnten als ehemalige Einschlüsse im Cordierit gedeutet werden, die bei der Pinitisierung erhalten geblieben sind. Untergeordnet tritt Granat auf.

Was makroskopisch an der Beziehung mancher Schollen zur Neosomschieferung erkennbar ist, kann auch im Dünnschliff nachvollzogen werden (Abb. 4). In Bereichen von inhomogenem Neosom, in denen das präanatektische Paragneiss noch besonders gut erhalten ist, tritt ein diese Paragneissbänderung diskordant übergreifendes zweites „s“ auf. Es wird fast ausschließlich von Hellglimmern gebildet, einige Biotite aus dem alten s sind in diese Regelung

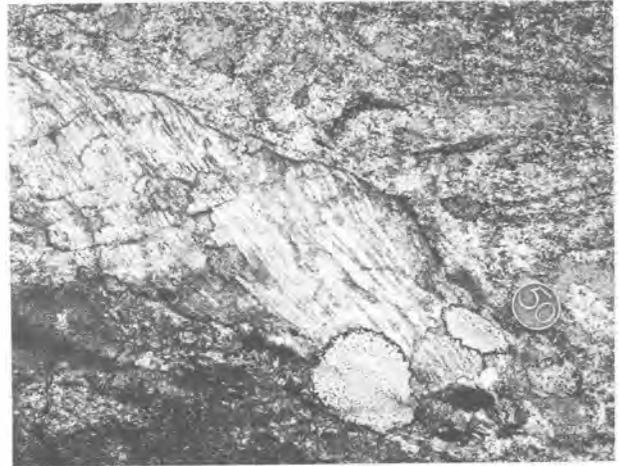


Abb. 3: Biotit-Plagioklas-Gneiss-Scholle in geschiefertem Neosom am Weg von der Winnebachsee-Hütte zum Zwieselbachjoch, 2700 m. Die Schieferung im Neosom wird makroskopisch v. a. durch die Feldspatknoten deutlich. Sie schneidet das Schollen-s diskordant.

Fig. 3: Biotite-plagioclase-gneiss-raft in schistose neosome on the footpath between Winnebachsee-Hütte and Zwieselbachjoch, 2700 m. Feldspar knods visualise macroscopically the schistosity which cuts the preanatectic gneiss-s.



Abb. 4: Inhomogenes Neosom. Der präanatektische Lagenbau (Q/Fsp- Bi-Bänderung) wird von einem jüngeren Muskovit-s diskordant übergreifen, in das z. T. auch Biotite miteingeregelt worden sind. Winnebachkar, ganzer Schliff, Vergrößerung 4x, die Nicols sind nicht ganz parallel.

Fig. 4: Inhomogeneous neosome. The preanatectic layering (quartz- fsp/biotite) is cut by a younger muscovite-s which has partly involved the biotite. Winnebachkar, thin slab, magn. 4x, the nicols aren't exactly parallel.

miteinbezogen worden. Im „homogeneren“ Neosom kann z. T. ein Hellglimmer-s beobachtet werden, das schlierige Strukturen, also vermutlich einen anatektisch aufgefiederten Gneislagenbau überprägt. Ergreift die Schieferung ein wirklich (auch im Dünnschliffbereich) homogenes Neosom, sind sowohl Hellglimmer als auch Biotit davon betroffen, d. h. sie sind beide gleich orientiert.

Je weiter man sich vom Migmatitkern entfernt, desto deutlicher wird die Verschieferung im homogenen Neosom. Hat sie sich erstmalig durch eine schwache Glimmerregelung manifestiert, so werden nacheinander alle Komponenten mit einbezogen. Die ursprünglich nur undulösen Quarze werden gelängt, auch die Plagioklas-Granulate werden ausgewalzt. Dieses Neosom-s bildet stellenweise sogar Isoklinalfalten.

Es muß festgehalten werden, daß die sehr unterschiedliche Verstellung der Schollen eine direkte Aussage über die ursprüngliche, präanatektische Orientierung der Paragneise nicht zuläßt. Sind Neosomschieferung und Schollenlagenbau gleich orientiert, kann das im Einzelfall auf Zufälligkeit beruhen. Trifft das über größere Strecken hinweg zu, wie das in den Randbereichen der Fall ist, ist zu überlegen, wie weit eine postanatektische Deformation Schollen einrotiert haben kann. Es ist zu erwarten, daß das am ehesten bei kleinen Schollen eingetreten ist. Das Aufschlußbild in den Randzonen ist aber gegensätzlich: Während die großen Schollen den Eindruck erwecken, konkordant im Neosom-s zu liegen, sind gerade unter den kleinen Schollen (<1m) immer wieder „Ausreißer“.

Damit ist es also nicht völlig auszuschließen, daß die großen, träge reagierenden Schollen ihre alte Orientierung bei der postmigmatischen Gefügeprägung mehr oder weniger beibehalten konnten. Insofern wäre die oben erwähnte Interpretation von DRONG (1959) zu bestätigen. Das würde allerdings ein prä- und postanatektisch sehr ähnlich orientiertes Stressfeld bedingen.

2.3. Grenzbereiche

Die unregelmäßig wirkende, weil schlecht aufgeschlossene Südgrenze des Migmatitkörpers und die im Kernbereich fehlende Schieferung haben bis jetzt des öfteren Autoren zu der Annahme veranlaßt, die Anatexis müsse nach der letzten Hauptstrukturprägung stattgefunden haben. Diese gilt im Ötztalkristallin allgemein als variszisch, was die Einstufung des Migmatits als jüngstvariszische Bildung zur Folge hatte (HAMMER, 1925; HOINKES & al., 1972).

Die Übergänge vom Migmatit in die Nebengesteine sind allerdings im Gegensatz zur Behauptung von PURTSCHALLER (1971, p. 14) fließend und vor allem **konkordant**. Das Aussehen dieser Übergänge ist variabel:

- Der Kontakt zum **südöstlich** anschließenden Gaislehngranitgneiskörper ist der schärfste und

vollzieht sich auf wenigen Metern. Ein Umschwenken der generellen Streichrichtung im Migmatit südlich der Hohen Winnebachspitze von WNW-ESE auf NNW-SSE könnte möglicherweise auf eine Beeinflussung durch die Längentaler Querstörung zurückzuführen sein.

- Der **südliche** Übergangsbereich, östlich vom Winnebach aufgeschlossen, ist durch eine intensive Migmatit/Bi-Plag-Gneis-Wechselagerung im 10 m-Bereich gekennzeichnet. Das Streichen ist ziemlich konstant W-E bis WNW-ESE (s 020/75).
- In den Rahmengesteinen, speziell in den Biotitschiefern **NE Längenfeld**, in unmittelbarer Nähe zum Migmatitkontakt sind Quarz-Mobilisatgängen zu beobachten. Diese durchschlagen den Biotitschiefer diskordant und haben selbst eine spätere Verfaltung erlebt. Der genetische Zusammenhang von Mobilisaten und Anatexis kann allerdings nur vermutet werden.
- Die NW-Grenze im Grasstalltal ist durch große Gneis-Einschaltungen bei immer schwächer werdenden Anzeichen einer Aufschmelzung am undeutlichsten. Im Larstigtal, im Bereich SSE des Kreuzjöchls weist das Gneisgefüge gegen Süden zunehmend mehr kleine (<0.5m²), „knollige“ Zonen von inhomogenem Neosom auf, um schließlich in ein geschiefertes, homogenes Neosom überzugehen. Die ersten auftretenden Schollen sind, wie unter 2.2. näher ausgeführt, parallel orientiert und zwar gleich den nördlich gelegenen Paragneisen mit s ± 330/40. Im Süden, gegen den Strahlkogel, geht diese nördlichste Migmatitzone in eine Zone von migmatischem Gneis über, der unter 2.4. näher beschrieben wird.

2.4. Migmatischer Gneis

Im Bereich des Strahlkogels und der NW-Seite der Larstigtalspitze ist zwischen dem großen Migmatitkörper und seinen nördlichen Ausläufern im Larstigtal eine gneisige Zone eingelagert. Sie wird aufgrund ihrer deutlich hervortretenden Feldspäte von SCHANTL (1972) als Metablastengneis bezeichnet und gegen N und W weiter ausgedehnt als in der vorliegenden Arbeit. Ich bevorzuge die Bezeichnung „migmatischer Gneis“: Obzwar das Gestein wegen der allgemein straffen W-E-Regelung weitgehend als Gneis angesprochen werden muß, treten immer wieder ältere, schlierige, d. h. migmatische Strukturen auf. **Die z. T. gelängten Feldspataggregate bilden ein diese Schlieren diskordant schneidendes s** und fügen sich mit ihrer straffen Regelung (Streichen WNW-ESE) gut in das Bild der variszischen Schieferung ein, während die Schlieren immer einen deutlichen Winkel dazu bilden.

Im Dünnschliff:

In Analogie zum Migmatit lassen sich im Dünnschliff

homogene und inhomogene Neosom-Bereiche unterscheiden. Erstere sind in ihrer Verbreitung stark beschränkt und zeigen ein hauptsächlich Glimmer-gestütztes s. Letztere nehmen leicht einen gneisigen Charakter an (daher die Formulierung „migmatischer Gneis“). Sie bilden einen Lagenbau von biotitreicheren und -ärmeren Zonen mit zusätzlicher Korngrößenänderung. Dieser Lagenbau wird von einem zweiten s diskordant überprägt, das von den Glimmern gebildet wird. Quarz/Plagioklas- oder Quarz/Kalifeldspataggregate sind gelängt bzw. werden von Glimmern umflossen.

In den homogenen Bereichen sind die Quarze undulös und verzahnt, während sie in den gneisigen Partien polygonal ausgebildet sind. Sie weisen allgemein wieder die größte Korngröße auf. Die Plagioklase sind feinkörnig und polygonal. Sie sind fein verteilt in der Matrix zu finden. Sie bilden aber auch stellenweise Granulat-Flecken, die den Kornzerfall eines ursprünglichen Plagioklas-Blasten widerspiegeln (cf. Abb. 7). Die Biotite sind stark undulös und entmischt. Muskovit tritt selten auf. Er ist grobkörnig und bildet Pseudomorphosen-ähnliche Haufwerke. Die Serizitisierung der Plagioklase ist schwach, die Kalifeldspäte sind davon verschont geblieben. Die Zirkone haben z. T. detritische Kerne, z. T. sind sie prismatisch ausgebildet.

2.5. Leschhorn

Im Winnebachkar, an der Gabelung zu Zwieselbachjoch und Winnebachjoch ist ein Härtling aufgeschlossen, das sogenannte Leschhorn. Diesem Horn ist im SW ein Felsrücken vorgelagert, der die eiszeitliche Geländestufe in diesem Bereich verdeutlicht.

Das Leschhorn s. str. wird von zwei Gängen durchschlagen; einerseits von einem einige Meter mächtigen, sählig liegenden, geschieferten, glimmerarmen Granitgneis; andererseits von einem ± 2 m breiten, geschieferten Diabas in W-E-Richtung (s 180/60). Außerdem wird das Leschhorn in N-S-Richtung (l 170/45) von einem Mylonithorizont durchschert. Ferner läßt sich auf der SE-Seite des südwestlichen Rückens ein Vorkommen von biotitführendem Hornblendegneis ausscheiden.

Was das Gesteinsmaterial anbelangt, das das Leschhorn im wesentlichen aufbaut, ist die Einordnung nicht so klar. SCHANTL (1972) hat auf seiner Karte den gesamten Leschhorn-Bereich als Migmatit ausgeschieden. Dies kann bestätigt werden: **Die migmatischen Strukturen erfassen das gesamte Gebiet**, wenn sie auch im südwestlichen Rücken deutlicher ausgeprägt sind als im Leschhorn s.str. Dort treten vereinzelt größere ($\geq 1\text{m}^2$), masig, dunklere Bereiche ohne Schlieren auf.

Im Dünnschliff:

Im Schliffbild ist allgemein eine schwache Glimmerregelung zu erkennen, die in der Größenordnung der Regelung im Migmatitbereich rund um das Leschhorn entspricht. Die Plagioklas-Flecken, jetzt stark umgewandelt, sind aus feinkörnigen Plagioklasen und Zoisit aufgebaut. Zum Teil weisen diese eine Druckverzwillingung auf. Zonarbau ist selten. Die Quarze sind undulös

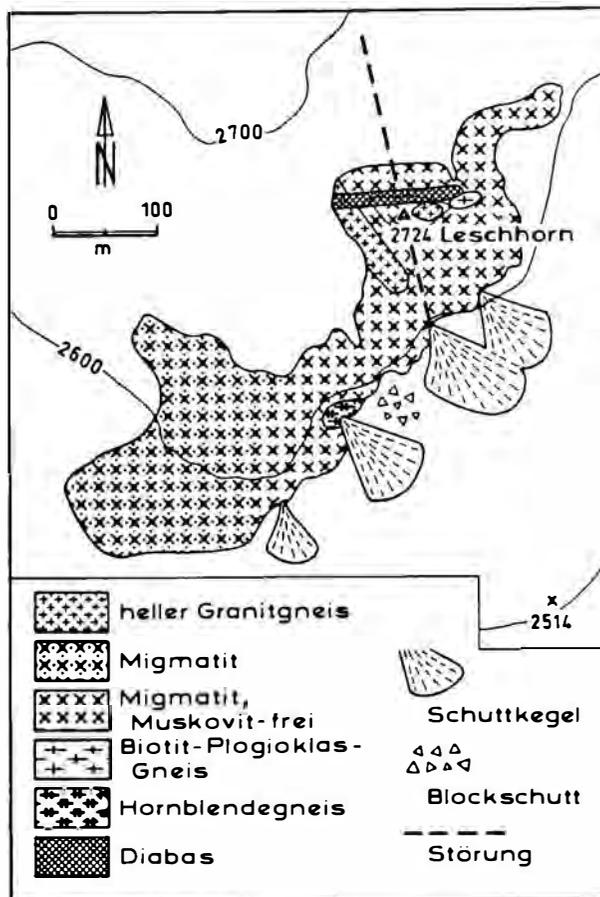


Abb. 5: Kartenskizze vom Leschhorn (von der Alpenvereinskarte Blatt „Sellrain“ vergrößert).

Fig. 5: Sketch-map of the Leschhorn-area (magn. of the austrian Alpenverein-map "Sellrain").

und verzahnt, sie sind gröberkörnig als Biotite und Plagioklase. Auffallend ist jedoch das Fehlen von Muskovit im gesamten Aufschlußbereich mit Ausnahme des Granitgneisganges und der SW-Spitze des Felsrückens (Abb. 5). In Kapitel 2.1. wurde eine Rückreaktion von Sillimanit und K^+ nach der Schmelzbildung postuliert (HOINKES, 1973), die zu erneuter Muskovit-Bildung geführt haben soll. Diese Rückreaktion hat aber im kleinen Bereich des Leschorns nicht stattgefunden. Da sich das Leschhorn vom übrigen Migmatit nur durch höhere Ca-Werte bei Na^+/K^+ Abreicherung unterscheidet, liefert der Gesamtgesteinschemismus keine befriedigende Erklärung dafür. Die Analyse der Spurenelemente ergab keine Unterschiede (CHOWANETZ, 1990). Dem Leschhorn vergleichbar ist eine Zone nördlich der Pleisenspitze, die ebenfalls Mu-frei ist.

Sillimanit ist stengelig, also wesentlich gröberkörnig ausgebildet als im restlichen Migmatit. Er ist in eine Deformation miteinbezogen (Abb. 6).

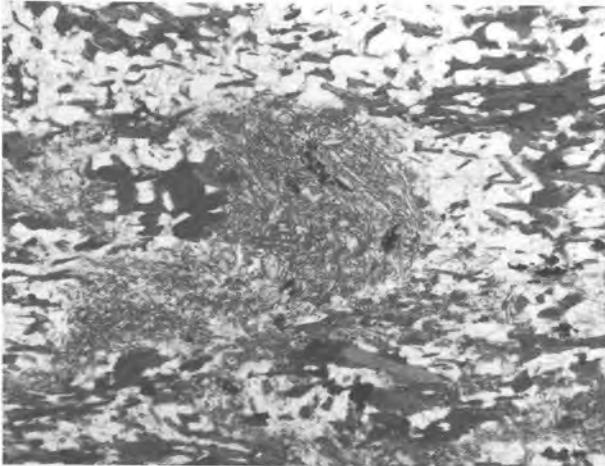


Abb. 6: Verfaltetes Aggregat aus Sillimanit in einem inhomogenen Neosom. Die Quarze sind gut rekristallisiert, d. h. polygonal ausgebildet. Muskovit fehlt. Leschhorn, SW-Rücken, Vergrößerung 30x, parallele Nicols.

Fig. 6: Folded aggregate of sillimanite in inhomogeneous neosome. Quartz is well recrystallized, i.e. of polygonal shape. Muscovite is lacking. SW Leschhorn, magn. 30x, parallel nicols.

2.6. Helle Granitgneise

Der Migmatitkörper wird von etlichen hellen, **post-anatektischen** Granitgneisen durchschlagen. Die Gänge sind alle, wenn auch unterschiedlich stark, verschiefert. Zum Teil sind sie mit dem umgebenden Gestein verfaltet, wie z. B. in der Nordwand vom Strahlkogel mit dem migmatischen Gneis. So entsteht bisweilen der Eindruck der Konkordanz.

Daß die Granitgneisgänge jünger als die Anatexis sind, steht außer Zweifel. Ihre Verschieferung belegt eine spätere Deformation. Wie groß die Zeitspanne zwischen der Anatexis und dem Aufdringen der Granite war, kann jedoch mit Geländekriterien nicht festgelegt werden.

Die Granitgneise können in zwei Gruppen eingeteilt werden:

1. in grobkörnige, ziemlich glimmerarme, kaum serizitisierte, über längere Strecken verfolgbare Granitgneise mit ebenen Kontakten zum Nebengestein und
2. in einen feinkörnigeren, glimmerreicheren, auf einen Aufschluß beschränkten Granit mit lappiger Umgrenzung.

Dieser kleine Gletscherschliff (<10m²) liegt am Weg von der Winnebachsee-Hütte zum Zwieselbachjoch bei 2420m. Er stellt eine der Hauptstützen in der Argumentation von SÖLLNER & HANSEN (1987) zugunsten einer pan-afrikanischen Anatexis dar. Bei diesem Granit handelt es sich um ein dem homogenen Neosom sehr ähnliches Gestein.

Im Dünnschliff:

Die Korngröße dieses Granits ist nicht einheitlich. Die Quarze bilden die größten Komponenten. Sie sind stark verzahnt und undulös. Auch der Glimmergehalt, die schwache Glimmerregelung und die starke Serizitisierung sind dem Neosom des Migmatits vergleichbar. Die Plagioklase bilden feinkörnige Haufen. Nur stellenweise ist eine Verwilligung erkennbar.

Eine weitergehende Gesteinsbeschreibung der Hüll- aber auch der Ganggesteine ist in CHOWANETZ (1990) angeführt.

3. Überprägung des Migmatits

3.1. Granulierung der Plagioklase

Es ist anzunehmen, daß nach der Migmatisierung im homogenen Neosom eine weitgehend granitische Textur in Form unregelmäßiger, gleichkörniger, hypidiomorpher Minerale vorgelegen hat. Wie hoch aber der Aufschmelzungsgrad de facto war, ist unbekannt. Wenn er auch im homogenen Neosom am höchsten war, ist die Erhaltung präanatektischer Relikte doch nicht ausgeschlossen. Die Dünnschliffe sprechen im Gegenteil, z. B. was den Biotit betrifft, dafür.

Während im Winnebach-Gebiet die Verschieferung des homogenen Neosoms erst außerhalb des zentralen Bereiches zu beobachten ist, hat eine feinkörnige Granulierung (Korngröße der Einzelindividuen 0.01–0.05 mm) die Plagioklase im gesamten Migmatit und im nördlich anschließenden migmatischen Gneis erfaßt (Abb. 7). Die Granulate bilden ein polygonales Pflaster. Die einzelnen Körner sind mit wenigen Ausnahmen nicht verzwilligt. Plagioklasrelikte, d. h. große, verzwilligte Kristalle sind extrem selten und zeigen zumindest beginnende Rekristallisation. Im zentralen homogenen Neosom sind ehemalige Kornformen anhand idiomorpher Korngrenzen teilweise noch zu erkennen. Gegen den Randbereich des Migmatits zu zeichnet das Granulat linsig ausgelegte Feldspäte nach. Die Plagioklase im inhomogenen Neosom verhalten sich, mit Ausnahme der Plagioklase in den Schollenanteilen, gleich denen im homogenen Neosom.

Von einer kornverkleinernden Rekristallisation, wenn auch nicht von einer so intensiven Granulierung wie im Migmatit sind die Plagioklase der Grenzbereiche zu den Nebengesteinen ebenfalls betroffen. Die Biotit-Plagioklas-Gneise bzw. die Paragneisschollen sind insgesamt so feinkörnig, daß nicht speziell von Plag-Granulierung die Rede sein kann.

Die gröberkörnigen Plagioklase der Granitgneisgänge und die Plagioklas-Leisten der z. T. unverschiefert Diabase haben keine Granulierung erlitten.

3.2. Alumosilikate

PURTSCHELLER (1968) hat anhand der Alumosilikate eine Metamorphose-Zonierung in der Ötztaler Masse aufgestellt. Es ergaben sich drei Bereiche: Die Andalusit-Zone im NW-Bereich wird asym-

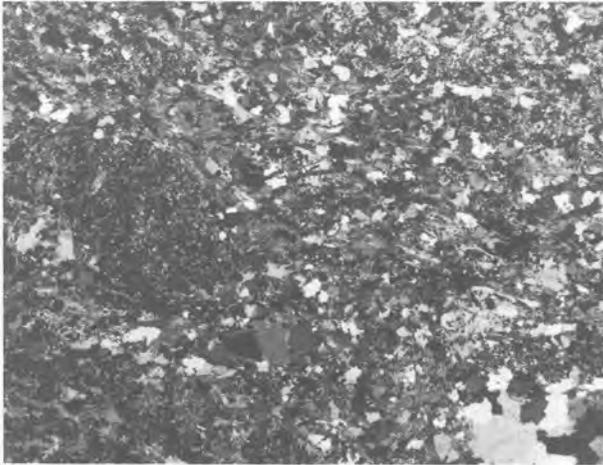


Abb. 7: Ein ursprünglich großer Plagioklas-Blast ist durch feinkörniges Granulat ersetzt, das von Glimmern umflossen wird. Es ist zu vermuten, daß die Schieferung zu einem früheren Zeitpunkt als die Granulierung stattgefunden hat. Die feinkörnigen Aggregate hätten die intensive Verschiebung wohl nicht dermaßen undeformiert überlebt. „Homogenes Neosom“ aus dem migmatischen Gneis, am Fuß der Strahlkogel-N-Wand, 2590 m. Vergrößerung 17x, gekreuzte Nicols.

Fig. 7: A formerly large plagioclase crystal has been replaced by a granular structure which is anastomosed by micas. It can be assumed that the schistosity has preceded the granulation. The finegrained aggregates wouldn't have resisted an intense deformation. "Homogeneous neosome" of the migmatic gneiss at the base of the Strahlkogel-N-face, 2590m. Magn. 17x, crossed nicols.

metrisch von der Sillimanit-Zone umrahmt. Im N und S der Sill-Zone schließt die Disthen-Zone an. Im W wird diese Zonierung durch die Engadiner Linie abgeschnitten. Die Bildung dieser Zonen wurde von PURTSCHELLER ursprünglich der kaledonischen Orogenese zugeordnet.

Das Winnebachseegebiet liegt in der Sillimanit-Zone, nahe der Grenze zur Disthen-Zone. Al_2SiO_5 tritt vorwiegend als fibrolithischer Sillimanit, aber auch als Disthen auf. Die Alumosilikate sind fast immer von einem unterschiedlich starken Serizitsaum umgeben, der bis zur vollständigen Pseudomorphosenbildung, bestehend aus Serizit, führt.

In den nördlich an den Migmatitkörper grenzenden Biotit-Plagioklas-Gneisen ist die fibrolithische Struktur des Sillimanits besonders gut ausgebildet, die Serizitisierung schwach.

Im Migmatit selbst hingegen bildet Sillimanit filzige (d. h. häufig unauflösbare), dunkle Flecken. Die Schwärzung kann einerseits eventuell auf die Erzausscheidungen der Biotite zurückgeführt werden, andererseits

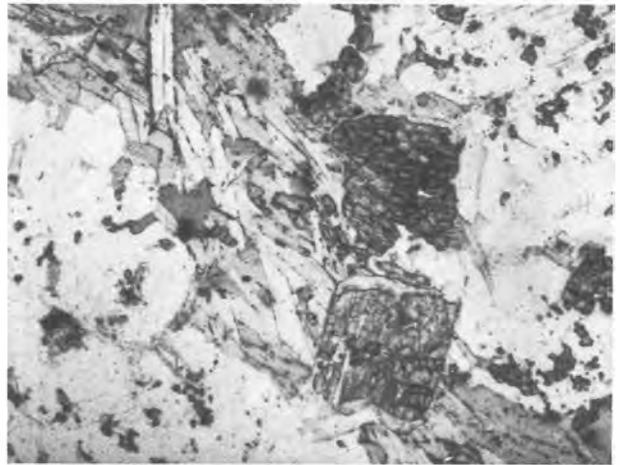


Abb. 8: Postdeformativ gesproßter Disthen im Übergangsbereich von Migmatit zu Biotit-Plagioklas-Gneis. Larstig Tal, Vergrößerung 46x, parallel Nicols.

Fig. 8: Postdeformational growth of kyanite in the transitional zone between migmatite and biotite-plagioclase-gneiss. Larstig valley, magn. 46x, parallel nicols.

erseits auf die hohe Lichtbrechung in den feinkörnigen Haufwerken. Bei Betrachtung der Schlitze im Tageslicht erscheinen die Sillimanit-Flecken blaßgrün, ähnlich den in der Literatur als Pinite beschriebenen Flecken (cf. Kap. 2.2.). Sillimanit tritt verwachsen mit Biotit und hypidiomorphem Granat auf.

Ein aus dieser Beschreibung herausfallender Sillimanit tritt im Bereich des Leschhorns auf. Er ist gröberkörnig stengelig und in eine Faltenbildung mit-einbezogen (cf. Abb. 6).

Im südöstlichen und im nördlichen Grenzbereich, d. h. am Westabhang der Winnebachspitzen und im Larstigtal tritt in Biotit-Plagioklas-Gneisen syn- bis postdeformativ gewachsener Disthen auf (Abb. 8), desgleichen, wenn auch sehr untergeordnet, im geschieferten Migmatit.

3.3. Störungszonen

Im Winnebachsee-Gebiet treten mehrfach, vor allem gegen den Rand des Migmatitkörpers hin, schiefrige Ruschelzonen bzw. Mylonite im weitesten Sinne auf (Abb. 9).

Zu den schiefrigen, kühlen Bewegungszonen zählen zwei NNE bis NE streichende westlich vom Hörndle und westlich vom Leschhorn und eine ENE streichende mit Staurolith-Relikten südlich vom Kreuzjöchl. Die Störung vom Zwieselbachjoch und das W-E (s 015/80) streichende Störungsbündel im Winnebachspitzen-Stock, in der Nähe der Migmatit-Südbegrenzung erwecken makroskopisch einen Mylonit-Eindruck. Sie stellen sich im Schliiff allerdings auch als straff geregelte, feinkörnige Schiefer heraus.

Wirklich als **Mylonit** bezeichnet werden kann nur die Störung, die das Leschhorn in N-S-Richtung durchquert.

3.4. Retrograde (alpidische) Überprägung

Die jüngste Überprägung, die das Winnebach-Gebiet s. l. erfaßt hat, kann der alpinen Orogenese zugeordnet werden. In den Rahmengesteinen und den Migmatitgrenzbereichen tritt lokal eine kühle Knickfaltung auf, deren b-Achsen gegen N bis NW einfallen.

Die Biotitschiefer-Einschaltungen sind alle davon betroffen und zeigen sie am deutlichsten. Stellenweise können die kinks auch im Biotit-Plagioklas-Gneis beobachtet werden. Im Migmatitbereich selbst ist die Überprägung auf retrograde Umwandlungen beschränkt und spiegelt sich daher nur in den Dünnschliffen wider.

Im Dünnschliff:

Im Unterschied zu den umhüllenden Paragneisen zeigt der Migmatit eine meist intensive, retrograde Überprägung. MÖLLER (1986, zitiert in BIDNER, 1989, p. 99) weist auf das stark negative Reaktionsvolumen bei der Saussuritisierung von Plagioklas hin, wodurch nach der idealisierten Reaktion $6 \text{ Plag} \pm \text{K}^+ \pm 3\text{H}_2\text{O} = 3\text{Zoi} \pm \text{Serizit} \pm \text{H}^+$ die Wegsamkeit für die fluide Phase stark erhöht und damit eine weitere Zersetzung erleichtert wird.

In der Tat ist im Winnebach-Gebiet eine zum Teil starke Serizitisierung der Plagioklase und der Hellglimmer zu beobachten. Der Kalifeldspat ist auch diesbezüglich besser erhalten. Büschelförmiger Zoisit ist häufig. Am weitesten fortgeschritten ist die Serizitisierung bei den Alumosilikaten. Das trifft auch auf Bereiche zu, wo die Serizitisierung der Plagioklase nur mäßig ist.

Der Biotit ist stark gebleicht und entmischt, mit Auscheidungen von Titanit, Ilmenit und Rutil, wobei Titanit bei weitem überwiegt. Die Chloritisierung von Biotit ist sehr unterschiedlich. Intensiv ist sie in Bewegungszone, sie kann aber auch vollständig fehlen.

Obwohl die Intensität der retrograden Überprägung im Migmatit sehr unterschiedlich ist, konnte eine Höhenabhängigkeit, d. h. geringere Serizitisierung bei größerem Abstand vom ehemals auflagernden Mesozoikum und damit vermutlich geringerem Fluideinfluß, nicht festgestellt werden (siehe MILOTA, 1985).

Weshalb die retrograden Umwandlungen in den Paragneisen der Rahmenzone so gering sind, bzw. es gar nicht dazu gekommen ist, muß eine offene Frage bleiben. Allein die bessere Fluidzirkulation im Migmatit dürfte nicht ausreichen, um derartige Unterschiede hervorzurufen.

3.5. Diskussion der Strukturen und Texturen

Wie aus den vorhergehenden Kapiteln ersichtlich, sind die deformative und die retrograde Überprägung des Winnebach-Migmatits lokal unterschiedlich.

Eine schematische Skizze soll einen Überblick über den **Grad der Deformation** geben (Abb. 9). Drei Zonen können ausgeschieden werden:

- Der Migmatitkern zeigt weder makroskopisch noch mikroskopisch eine Deformation. Das Neosom-Gefüge ist völlig unregelmäßig, d. h. es handelt sich noch um das bei der Anatexis entstandene, granitische Gefüge. Die Schollen weisen nur den präanatektischen Lagerbau auf und sind verstellt, d. h. nicht geregelt.
- Außerhalb des Kernbereiches schließt eine makroskopisch undeformierte Zone an. In den Dünnschliffen ist aber eine Glimmerregelung erkennbar. In den Schollen wird diese Regelung, die den präanatektischen Lagerbau schneidet, vor allem von postmigmatisch rekristallisierten Hellglimmern getragen, präanatektische Biotite sind mit einbezogen. Im Neosom ist die Regelung von Hellglimmern und Biotiten gleich stark ausgeprägt und bildet somit ein postmigmatisches s.
- In der breiten Randzone des Migmatits ist die Neosom-Schieferung makroskopisch erkennbar. Sie hat alle Komponenten erfaßt, d. h. die Glimmer sind geregelt, die Quarze sind gelängt, aber auch die Plagioklas-Granulate sind zu Linsen ausgewalzt. Die Schollen sind stärker parallel orientiert als in den inneren Zonen. Diese Orientierung ist häufig gleich der Neosom-Schieferung, was manche Autoren wohl dazu geführt hat, letztere zu übersehen oder als Schollenlagenbau zu interpretieren. Die stellenweise zu beobachtende Diskordanz der Neosom-Schieferung zum Schollenlagenbau beweist aber eindeutig ihr jüngeres Alter.

Beim Eintragen der Gefügedaten, d. h. der makroskopisch erkennbaren Schieferung bzw. Lineation in eine Strukturkarte (Abb. 9) entsteht das Bild eines **W-E gelängten Migmatit-Auges**, das von den Paragneisen umflossen wird. Es drängt sich daher die Interpretation des Migmatitkörpers als in den Gneisen schwimmendes „mega“-raft auf. Die Einfallrichtung der den W-E-Strukturen zugehörigen Faltenachsen schwankt zwischen $b 040$ und $b 130$.

Die Störungen, die das Winnebach-Gebiet durchziehen, unterstreichen das Modell eines rafts, da sie mehrheitlich die Migmatitgrenzen bzw. die „Augen“-Struktur nachzeichnen (Abb. 9).

Stellenweise auftretende gegen SE einfallende Flächen (inkl. Klufflächen) können durch die Längentaler Querstörung bedingt sein, die östlich vom Winnebachseegebiet durch das Schrankar gegen NE zieht.

Junge (alpidische) Strukturelemente bestehen überwiegend aus kinks, deren Achsialflächen gegen N bis NW streichen. Daneben treten gegen N bis NW fallende Lineare auf (Abb. 9).

Ein in der Metamorphosegeschichte des Migmatits unterschiedlich eingeordnetes Geschehen ist die schon erwähnte **Granulierung der Plagioklase**. Ordnet man die Bildung der großen Plagioklas-Relikte der Migmatisierung zu, muß die Granulierung zu einem späteren Zeitpunkt erfolgt sein. Ein

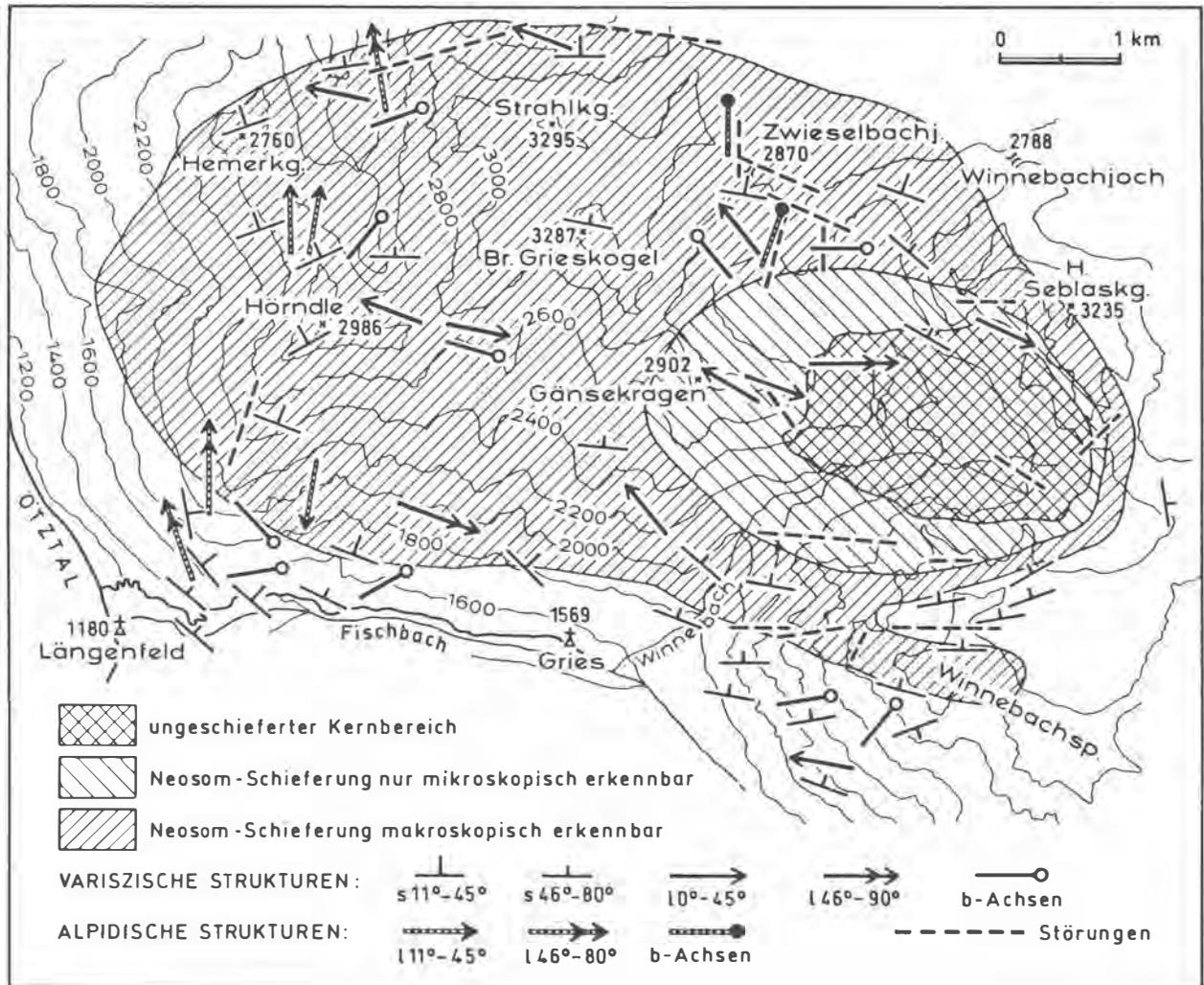


Abb. 9: Schematische Skizze zum Deformationsgrad im Migmatitbereich.

Die W-E-gerichteten variszischen Strukturen umfassen den Migmatitkern. Der Migmatitkörper bildet somit ein „mega“-raft, das von den Paragneisen umflossen wird. Die Störungen umrahmen den Migmatitkörper. Es handelt sich hauptsächlich um kühle Ruschelzonen, Mylonite s. l. sind selten. Die gegen S-E einfallenden s- und k-Flächen spiegeln möglicherweise einen Einfluß der Längentäler Querstörung wider. Die jungen NNW gerichteten Strukturen werden dem alpidischen Ereignis zugeordnet.

Fig. 9: Sketch-map showing the intensity of deformation in the migmatite area.

The ±WE-oriented Hercynian textures encircle the core of the migmatite, which thus forms a "mega"-raft within the paragneisses. The low-temperature fault zones are concentrated along the migmatite boundary. The SE dipping s- and k-planes may represent an influence of the „Längentäler Querstörung“. The youngest, N/NNW oriented textures are understood to belong to the Alpine orogenic cycle.

ursächlicher Zusammenhang zwischen der Anatexis und der Plagioklas-Granulierung, wie ihn SÖLLNER & HANSEN (1987, p. 534) postulieren, erscheint aufgrund der Anwesenheit dieser Relikte nicht gerechtfertigt.

Eine deformationsbedingte Kornverkleinerung wäre angesichts der postanatektischen Schieferung, die der Migmatit erlitten hat, eine naheliegende Erklärung. In diesem Fall stellen sich aber mehrere Fragen:

- Warum fehlt die Granulierung in den umgebenden Paragneisen, und zwar sowohl in den allgemein feinkörnigen als auch in den gröberkörnigen? Diese Gneise sollten doch die gleiche variszische Überprägung wie der Migmatit erfahren haben. Ist eine Granulierung in den bereits feinkörnigen Gneisen auch nicht mehr zu erwarten, sollte sie doch in den gröberkörnigen Lagen zu beobachten sein.

- Warum hat die Granulierung auch den Migmatitkern betroffen, wo keine Glimmerregelung zu beobachten ist? Die Granulate sind im Migmatit-Randbereich gelängt, was dafür spricht, daß die Granulierung das Produkt einer Deformation ist. Es ist fraglich, ob die feinkörnigen Aggregate bei einer solchen Verschiebung im Verband geblieben wären. Das würde bedeuten, daß die Granulierung eine Reaktion auf Anhalten der Deformation (und der erhöhten Temperatur) nach erfolgter Schieferung wäre. Das steht in Widerspruch zur Tatsache, daß die Plagioklase auch im Migmatitkern, der keine Verschiebung erlitten hat, granuliert sind.

Eine Möglichkeit, den Temperaturbereich in dem die feinkörnige Rekristallisation stattgefunden hat, festzulegen, bietet der Kalifeldspat. Er tritt im Migmatit nur bereichsweise und untergeordnet auf und ist nicht bzw. eventuell randlich granuliert. Das entspricht dem früheren Reagieren des Plagioklases gegenüber dem Kalifeldspat bei ansteigenden P/T-Verhältnissen im Bereich der höheren Grünschieferfazies. In dieses Bild fügt sich das ausgeprägte, sekundäre Kornwachstum der Quarze gut ein, wobei die verzahnten Korngrenzen auf ein weiteres, noch niedriger temperiertes (alpidisches) Ereignis hindeuten. Die Tatsache, daß die Granulate feinkörnig sind, bedeutet in jedem Fall, daß die Temperaturen zum Zeitpunkt ihrer Bildung aber auch bei eventuellen späteren Metamorphosen nicht über die niedriggradige Amphibolitfazies angestiegen sind. In diesem Falle wäre eine gröberkörnige Rekristallisation zu erwarten.

Der gut erhaltene Kalifeldspat neben dem granulierten Plagioklas erlaubt aber auch eine andere Erklärung: Der Kornzerfall der großen Plagioklase zu feinkörnigen könnte Chemismus-bedingt sein. D. h., daß der primäre, spätestens anatektisch gebildete Plagioklas eine Zusammensetzung im Bereich der Peristerit-Lücke aufgewiesen hätte, die unter den folgenden P/T-Bedingungen nicht mehr stabil gewesen wäre. Bei ansteigenden Drucken wäre ein Plagioklaszerfall die Folge, während der Kalifeldspat z. T. noch stabil bliebe.

Zusammenfassend soll festgehalten werden, daß die Plagioklasgranulierung zeitlich nicht absolut eingestuft werden kann. Sie kann bereits bei der Abkühlung nach der Anatexis entstanden sein. Nach den vorliegenden Beobachtungen wird vermutet, daß die Granulierung das Produkt eines jüngeren und im Vergleich zur Migmatisierung deutlich niedriger temperierten, vielleicht variszischen Deformationsereignisses darstellt.

Die oft zu beobachtende Paragenese von Sill±Bi (±Ga), vor allem die eng verwachsenen Sill-Bi-Nester legen den Schluß nahe, daß **Sillimanit** prograd unter Einbeziehung des Biotits gebildet wurde. Das erfordert Temperaturen der mittleren Amphibolitfazies. HOINKES et al. (1972) geben für die Anatexis eine Temperatur von 660°-685°C bei einem Druck von 4 kb an. Angesichts der postanatektischen, niedri-

ger temperierten Plagioklas-Granulierung und dem syn- bis postdeformativ gewachsenen Disthen, ist eine jüngere Sillimanit-Bildung eigentlich nicht zu erwarten.

Es ergibt sich somit das Modell einer älteren HT-Metamorphose mit Sillimanit-Bildung und lokaler Anatexis, gefolgt von einer jüngeren, kühleren Metamorphose, die zur Plag-Granulierung und zum syn- bis postdeformativen Wachstum von Disthen geführt hat.

Die von MOGESSIE & PURTSCHELLER (1986) aufgrund von Amphibolanalysen für die variszische Metamorphose geforderten Bedingungen von (mindestens) 550°C bei 5kb stehen nicht unbedingt in Widerspruch zu denen der kühleren, jüngeren Metamorphose, da ja auch in diesem Fall Temperaturen der niedrig temperierten Amphibolitfazies zulässig sind.

Im Gegensatz dazu stehen allerdings die Vorstellungen von PURTSCHELLER & SASSI (1975), die auch für die jüngere, „variszische“ Metamorphose HT-Bedingungen postulieren, um die von ihnen dem variszischen Ereignis zugeordnete Anatexis des Winnebachgebietes erklären zu können. Ebenfalls variszisch soll nach Meinung dieser Autoren die Paragenese And±Ky±Cord in den Metapeliten des mittleren Ötztales sein. Auch für die Bildung dieser Paragenese wären Temperaturen der niedriggradigen Amphibolitfazies ausreichend.

4. Altersdaten

4.1. Probenbeschreibung

Es wurden 10 Proben zwischen 3 und 11kg mit makroskopisch erkennbarem Hellglimmer entnommen. Sieben davon stammen aus dem zentralen Migmatitbereich, zwei von dessen Westende und eine vom südöstlich angrenzenden Gaislehngnitgneis. Die Proben können folgendermaßen eingeteilt werden:

A. Migmatit

a. homogenes Neosom: W 8792, W 8831, W 8837, W 8843.

W 8792: homogenes Neosom, Lokalität: kleines Kar SE Weitkar.

Die Hellglimmer sind zum Teil stark verbogen. Ihre Korngröße liegt zwischen 0.2-0.4 mm. Die Plagioklas-Granulierung ist unvollständig. Die Serizitisierung von Plagioklas und Muskovit ist weit fortgeschritten. Die Biotite (0.2-0.7 mm) sind ebenfalls deformiert und stark chloritisiert. Hellglimmer und Biotit sind häufig verwachsen. Stellenweise ist eine schwache Glimmerregelung zu beobachten.

W 8831: homogenes Neosom, Lokalität: Larstigtal, unterhalb des Kreuzjochs.

Diese Probe stammt aus dem Migmatitgrenzbereich und ist deutlich verschiefert. Die Granulierung der Plagioklase ist ziemlich vollständig. Die Serizitisierung ist fortgeschritten. Die Biotite (0.05-0.3 mm) sind entmisch, z. T. geknickt und stark chloritisiert. Hellglimmer (0.25-0.5 mm) und Biotit sind eng verwachsen.

W 8837: homogenes Neosom, Lokalität: Weg von Gries zur Winnebachseehütte, 2240m.

Diese Probe ist ungeschiefert, der Quarz nicht undulös. Die Serizitisierung bei Hellglimmern und Plagioklasen ist gering, letztere sind vollständig granuliert. Untergeordnet tritt Kalifeldspat auf. Der Biotit (0.1–0.5 mm) ist nicht chloritisiert aber entmisch. Er ist eng mit Hellglimmer (0.1–0.5 mm) verwachsen.

W 8843: hellglimmerführendes Neosom, Lokalität: Rinne zwischen Leschhorn und SW-Rücken, 2640m.

b. inhomogenes Neosom: W 8760, W8833, W 8834, W 8835.

W 8760: inhomogenes Neosom, Lokalität: Aufschluß Bachfalle.

Es ist die einzige Probe, in der eine Trennung in Leuko- und Melanosom beobachtet wurde. Hellglimmer ist nur in geringer Menge vorhanden. Die Granulierung der Plagioklase ist unvollständig, das Ausmaß der Serizitisierung ist gering. Die Biotite sind stark entmisch. Ihre Korngröße schwankt zwischen 0.3–1.5 mm. Chlorit-Verwachsungen wurden keine beobachtet. Eine Schieferung wurde nicht festgestellt.

W 8833, W 8834 & W 8835: inhomogenes Neosom, Lokalität: Gänsekragen-Nordgrat, 2490m.

Im Gelände erscheint dieses Gestein sehr homogen und wurde als Neosom angesprochen. Es weist aber ein gut rekristallisiertes Gneisgefüge auf, besser als es beim verschieferten Neosom je der Fall ist. Die Quarze sind weniger verzahnt, es treten keine linsigen Strukturen auf. Die beiden Probenfundpunkte liegen außerdem am Rand des Migmatitkernbereichs, wo in eindeutigen Neosombereichen nur eine beginnende Glimmerregelung festgestellt werden konnte.

Das Gestein unterscheidet sich aber auch von den Paragneisen der Rahmenzone und den reliktschen Schlieren im inhomogenen Neosom. Es ist deutlich gröberkörnig und beinhaltet wesentlich mehr Hellglimmer (der Hellglimmer-Gehalt entspricht dem Biotit-Gehalt und damit dem homogenen Neosom).

Es könnte sich daher um ein inhomogenes Neosom handeln, dessen Aufschmelzungsgrad sehr niedrig war, sodaß der präanatektischer Lagenbau weitgehend erhalten geblieben ist. Im Zuge einer jüngeren Metamorphose reagierte das gneisige Gefüge mit neuer Glimmerregelung (cf. Kap.2.2., Abb. 4) und gröberkörniger Rekristallisation. Diese zweite Regelung betrifft in erster Linie die Hellglimmer (Biotite sind nur z. T. umgeregelt). Eine variszische Hellglimmer-Neubildung ist somit nicht auszuschließen. Das Gefüge ist äquigranular (inkl. der z. T. verzwillingten Plagioklase). Untergeordnet tritt Kalifeldspat auf. Es hat fast keine Serizitisierung stattgefunden. Der Biotit ist entmisch aber nicht chloritisiert und häufig mit Hellglimmer (0.05–0.5 mm) verwachsen.

B. Biotit-Plagioklas-Gneis aus dem Grenzbe- reich: W 8830.

W 8830: Biotit-Plagioklas-Gneis aus dem Migmatit- grenzbereich, Lokalität: Forstweg von Längenfeld nach Niederthai, N Abzweigung zum Kochler.

Der Paragneis ist feinkörnig und straff W–E geregelt. Die Quarze zeigen Subkornbildung. Kalifeldspat konnte be-

obachtet werden. Die Serizitisierung ist weniger intensiv als in W8792 und W8827. Die Hellglimmer (0.1–0.5 mm) sind verbogen und undulös. Die Biotite (0.1–0.5 mm) sind stark entmisch aber nur schwach undulös und nicht chloritisiert.

C. Gaislehngranitgneis: W 8827.

W 8827: Gaislehngranitgneis, Lokalität: Vordere Sulz- talalm.

Der „Gaislehn“ ist deutlich W–E verschiefert. Die Pla- gioklase sind feinkörnig aber verzwillingt. Zoisit tritt sehr häufig auf. Die Serizitisierung ist weit fortgeschrit- ten. Die Hellglimmer (0.05–1.25 mm) sind deformiert, z. T. verbogen und weitgehend undulös. Die Biotite (0.05–1 mm) sind stark gebleicht aber nicht chloritisiert. Die kleinen Korngrößen überwiegen.

Die Hellglimmer-Korngrößen schwanken in allen Proben zwischen 0.05 und 0.5 mm (Gaislehngranit- gneis: 0.05–1.25 mm). Es gibt aber keine mikro- skopischen Hinweise dafür, daß es sich, abgesehen vom Serizit dabei um mehrere Wachstumsgeneratio- nen handelt. Legt man ein einfaches Diffusionsmo- dell (Volumendiffusion) zu Grunde, so sind für wech- selnde Korngrößen unterschiedliche Alter zu erwar- ten. Bei der Aufbereitung wurde darauf geachtet, die feinste (≤ 0.1 mm), vermutlich alpidische Hell- glimmergeneration auszuscheiden, um deren Einfluß auf voralpidische Alter im vorhinein auszuschalten.

Alle beschriebenen Altersproben enthalten mit zwei Ausnahmen keinen Chlorit. Biotite und Hell- glimmer sind im allgemeinen eng miteinander ver- wachsen.

4.2. Methodik

Neben den Gesamtgesteinen wurden Hellglimmer (z. T. mehrere Magnetfraktionen), Biotit und Feld- spat analysiert. Die Konzentrationen von Rb und Sr wurden durch die Isotopenverdünnungsanalyse un- ter Verwendung eines hochkonzentrierten ^{84}Sr - ^{87}Rb - Mischspikes bestimmt. Gemessen wurde an einem Massenspektrometer der Type VG Micromass M30. Als ^{87}Rb -Zerfallskonstante wurde $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ verwendet. Auch zur Berechnung der Isotopenzu- sammensetzung wurden die Konstanten von STEI- GER & JÄGER (1977) herangezogen.

Der Fehler im $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis wird mit 1%, im $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis mit $\sigma_m = 2\sigma/\sqrt{n}$ angege- ben. n ist die Anzahl der runs, wobei ein run einen Block aus 8 Isotopenverhältnissen darstellt. Der Feh- ler im Isochronenalter wird mit 2σ angegeben. Der durchschnittliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Wert des „PC3“- SrCO_3 - Standards während der Meßperiode lag bei $0.70881 \pm 8 (1\sigma)$. Die Isochronenberechnung erfolgte nach YORK (1969).

Die Meßwerte sind in Tabelle 1 zusammengefaßt.

Proben	Mineral (Fraktion)	⁸⁷ Rb (ppm)	Sr _{tot} (ppm)	%Sr _{rad}	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ _m	Min - WR (Ma) ± 2σ
W8760-WAP1432	Bachfallenferner-Zunge, 2680 m						
	WR	63.9	443.4	1.61	1.48	0.72174 ± 9	
	Biotit (0.15-0.42mm)	147.6	6.25	53.9	262.3	1.54195 ± 24	221 ± 4
	Feldspat (0.15-0.42mm)	0.287	942.2	0.65	0.003	0.71477 ± 9	
W8792a-WAP1431	Kleines Kar, 2780m						
	WR	36.43	120.6	2.61	3.11	0.72916 ± 5	
	Biotit (0.15-0.42mm)	104.8	31.5	8.15	34.3	0.77314 ± 9	99.2 ± 2
	Feldspat (0.15-0.42mm)	17.9	255.2	2.05	0.719	0.72496 ± 15	
	Hellglimmer (0.10-0.42mm)	63.6	26.3	16.6	25.2	0.85124 ± 9	388 ± 8
W8827-WAP1483	Vordere Sulzalalm						
	WR	31.3	160.4	1.41	2.0	0.72031 ± 5	
	Biotit (0.15-0.45mm)	139.9	1.65	65.4	982.7	2.05111 ± 20	95.5 ± 2
	Hellglimmer 1(0.15-0.45mm)	67.2	16.7	20.7	42.1	0.89587 ± 14	306 ± 6
	Hellglimmer 2 (0.15-0.45mm)	70.9	14.2	25.3	52.4	0.95972 ± 43	321 ± 6
Hellglimmer 3 (0.15-0.45mm)	70.6	14.8	24.4	50.0	0.93918 ± 13	320 ± 6	
W8830-WAP1484	Forstweg Längenfeld-Niederthai						
	WR	29.2	201.7	1.01	1.48	0.71740 ± 6	
	Biotit (0.15-0.45mm)	127.0	2.50	68.7	602.0	2.27091 ± 36	182 ± 4
	Feldspat (0.15-0.45mm)	6.15	190.6	0.57	0.331	0.71424 ± 7	
W8831-WAP1485	Larstigtal, S'Kreuzjöchl						
	WR	25.4	229	0.85	1.14	0.71623 ± 8	
	Biotit (0.15-0.45mm)	87.9	9.78	25.0	94.4	0.94711 ± 12	174 ± 4
	Hellglimmer (0.15-0.45mm)	44.3	53.3	6.19	8.55	0.75698 ± 6	386 ± 8
W8833-WAP1486	Winnebachkar, 2490m						
	WR	44.7	178.9	2.34	2.57	0.72718 ± 11	
	Feldspat (0.15-0.45mm)	0.757	32.3	1.30	0.241	0.71948 ± 11	
	Hellglimmer (0.15-0.45mm)	46.1	116.7	100.0	4.06	0.73468 ± 11	352 ± 10
W8834-WAP1487	Winnebachkar, 2480m						
	WR	28.0	164.2	1.79	1.76	0.72311 ± 11	
	Feldspat (0.15-0.45mm)	0.443	6.36	1.30	0.717	0.71949 ± 8	
	Hellglimmer (0.10-0.45mm)	70.1	74.38	6.10	9.72	0.75627 ± 20	293 ± 4
W8835-WAP1488	Winnebachkar, 2440m						
	WR	36.0	189.7	2.01	1.95	0.72474 ± 8	
	Biotit (0.15-0.45mm)	135.0	6.09	50.9	244.5	1.44524 ± 28	209 ± 4
	Feldspat (0.15-0.45mm)	0.462	49.4	1.09	0.096	0.71796 ± 8	
	Hellglimmer (0.15-0.45mm)	57.5	86.3	4.97	6.87	0.74727 ± 8	322 ± 6
W8837-WAP1489	Weg Gries-Hütte, 2240m						
	WR	37.9	264.7	1.56	1.47	0.72139 ± 10	
	Biotit (0.15-0.45mm)	156.0	10.7	49.2	160.0	1.39856 ± 14	300 ± 6
	Feldspat (0.10-0.45mm)	2.21	40.7	1.07	0.558	0.71786 ± 10	
	Hellglimmer 1 (0.15-0.45mm)	66.0	50.0	10.7	13.8	0.79530 ± 22	421 ± 6
	Hellglimmer 2 (0.15-0.45mm)	62.9	47.2	11.5	13.8	0.80236 ± 13	461 ± 8
W8843-WAP1490	Leschhorn						
	WR	45.0	227.1	2.05	2.04	0.72504 ± 6	
	Biotit (0.15-0.45mm)	139.0	8.60	53.1	179.0	1.51537 ± 30	314 ± 6
	Hellglimmer (0.15-0.45mm)	68.1	41.4	13.2	17.1	0.81817 ± 6	434 ± 10

Tabelle 1: Ergebnisse der Rb- und der Sr-Isotopen-Messungen aus dem Winnebach-Gebiet.
Tab. 1: Rb- and Sr-isotope analyses from Winnebach area.

4.3. Ergebnisse und Diskussion

4.3.1. Biotit

SCHMIDT et al. (1967) fordern für die alpidische Metamorphose in der nördlichen Ötztalmasse Temperaturen $<300^{\circ}\text{C}$, weil die Rb/Sr-Datierung an einem Biotit N Umhausen ein variszisches Alter ergeben hat (273 ± 11 Ma). Ein Biotit S Umhausen, von den selben Autoren datiert, liefert aber bereits ein teilverjüngtes Alter von 163 ± 7 Ma. MILOTA (1985) hat an zwei Biotiten aus dem Stubaital alpidische Werte um 75 Ma gemessen.

Die Biotite im Winnebach-Migmatit haben von 99 ± 2 bis 300 ± 6 Ma streuende Alter ergeben, ein Biotit aus dem Bereich des Leschhorns sogar 314 ± 6 Ma. Der Biotit vom Gaislehngranitgneis hingegen hat mit 95 ± 2 Ma bereits ein mittelkretazisches Alter (Wende Alb/Cenoman).

Diese Ergebnisse stehen großräumig betrachtet in Einklang mit einer gegen SE ansteigenden alpidischen Metamorphose, deren Temperaturmaximum im Schneeberger Zug erreicht wurde (THÖNI, 1983). Im Kleinbereich deuten die Ergebnisse aber auf eine ungleichmäßige Verteilung dieser Beeinflussung hin. Neben einer gewissen Variation der alpidischen Temperatur-Verteilung können auch Unterschiede im Deformationsgrad und in der Fluidaktivität für dieses unregelmäßige Altersmuster verantwortlich sein.

Nachdem die Verjüngung der Biotite zum Teil nahezu vollständig ist, stellt sich die Frage nach dem Verbleib des abgewanderten Sr. Die Möglichkeit eines Sr-Einbaues in die alten Hellglimmer bietet sich an, wodurch diese Alter erhöht würden. Diesem Argument widerspricht jedoch die Tatsache, daß in Proben mit stark verjüngtem Biotit die Hellglimmer die jüngsten, in Proben mit „altem“ Biotit auch die Hellglimmer hohe Alter aufweisen. Es bleiben als Alternativen ein Sr-Einbau einerseits im Apatit, andererseits im Albit und/oder im alpidisch gebildeten Serizit. Ein Einbau im Apatit ist möglich, da dieser akzessorisch immer wieder auftritt. Der Sr-Einbau im Albit bzw. Serizit wird von der Beobachtung gestützt, daß die Analysenpunkte solcher Feldspatkonzentrate deutlich über den entsprechenden whole-rock-Hellglimmer-Isochronen liegen, also einen Überschuß an ^{87}Sr aufweisen (Abb. 10). Das aus den Biotiten freigesetzte und in die Feldspäte abgewanderte ^{87}Sr könnte also zum Teil im Serizit gebunden sein. Mikroskopisch ist der ^{87}Sr -Überschuß mit dem Serizitisierungsgrad der Feldspäte korrelierbar.

4.3.2. Hellglimmer

Aus der Probe vom **Gaislehngranitgneis** (W 8827) konnten drei Hellglimmer-Magnetfraktionen separiert werden (Abb. 11). Die stärkste magnetische Fraktion hat das jüngste Modellalter (306 ± 6 Ma, WR-korrigiert). Kleine Biotit-Verwachsungen können nicht ausgeschlossen werden, allerdings wäre

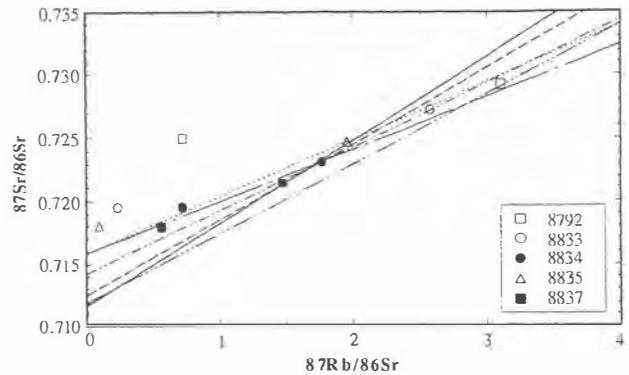


Abb. 10: Rb/Sr-Isochronendiagramm von fünf Proben aus dem Winnebachmigmatit (homogenes und inhomogenes Neosom). Dargestellt sind die Gesamtgesteine und die Feldspäte. Diese liegen über den entsprechenden WR-Hellglimmer-Isochronen (nur als Teilstücke dargestellt). Ihre Berücksichtigung in der Isochronenberechnung würde folglich zu noch stärker verjüngten Altern führen. Die jeweilige Abweichung der Fsp-Analysenpunkte läßt sich im Dünnschliff mit dem Serizitisierungsgrad der Feldspäte korrelieren und weist damit auf die alpidische Überprägung hin. Offene Symbole = homogenes Neosom, volle Symbole = inhomogenes Neosom.

Fig. 10: Rb-Sr isochron diagram of five samples of the Winnebach-migmatite (homogeneous and inhomogeneous neosom). Whole rocks and feldspars are plotted. The feldspars lie above the respective WR-white mica reference lines (partly shown). Their incorporation into the isochron calculation would therefore lead to more rejuvenated ages. The deviation of the feldspars from the reference lines is correlated with their amount of sericitisation and though points to the Alpine overprint. Open symbols = homogeneous neosome, filled symbols = inhomogeneous neosome.

ein Anstieg des Phengitgehaltes im Laufe der variszischen Abkühlung denkbar. Die beiden anderen Magnetfraktionen ergeben ein innerhalb des Fehlers identes Modellalter von 320 ± 6 Ma. Eine mit den drei Hellglimmer-Fraktionen und dem Gesamtgestein gerechnete Isochrone ergibt ein Alter von 317 ± 9 Ma. Die aus dem **Migmatitbereich** stammenden Hellglimmer geben keine einheitlichen Werte. Sie zeigen stark streuende Alter, wobei Hellglimmer- und Biotitdaten korreliert werden können. D. h. Proben mit den jüngsten Biotitaltern weisen auch die jüngsten Hellglimmeralter auf. Das älteste mit dem Gesamtgestein korrigierte Datum fällt mit 461 ± 9 Ma in den „kaledonischen“ Zyklus. Das jüngste liegt bei 292 ± 5 Ma. Eine Abhängigkeit der Hellglimmeralter von der regionalen Verteilung konnte nicht

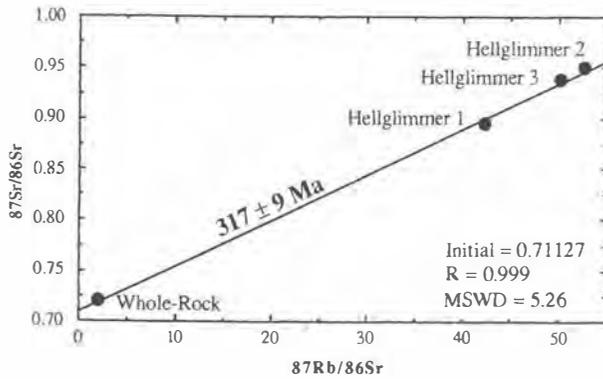


Abb. 11: Rb/Sr-Isochronendiagramm von drei Magnetfraktionen an Hellglimmern des Gaislehngranitgneises. Das Abweichen der am stärksten magnetischen Fraktion kann auf Biotit-Verwachsungen oder auf einen Anstieg im Phengitgehalt bei absinkender Temperatur zurückzuführen sein. Das Alter von 317 ± 9 Ma liegt im Bereich typisch variszischer Hellglimmeralter.

Fig. 11: Rb-Sr isochron diagram for three magnetic fractions of white mica from the Gaislehngranitegneiss. The deviation of the most magnetic fraction may be due to an increase of the phengite- component at decreasing temperature. The age of 317 ± 9 Ma lies in between typical Hercynian white mica ages.

festgestellt werden. Jedoch besteht eindeutig eine Beziehung der Hellglimmeralter zum jeweiligen Grad der metamorphen Überprägung, und zwar sowohl der deformativen als auch der retrograden Umwandlung. **Homogenes Neosom:**

Aus der Probe W8837 konnten zwei Hellglimmer-Magnetfraktionen separiert werden. Das Alter von 461 ± 9 Ma wurde an der unmagnetischen Fraktion gemessen, der niedrigere Wert von 421 ± 7 Ma stammt von den schwach magnetischen. Biotit-Verwachsungen können in diesem Fall ausgeschlossen werden. Die stärker serizitisierten (W8792) bzw. verschieferten (W8831) Proben geben verjüngte, im Fehler idente Hellglimmer-Modellalter von 388 ± 9 bzw. 386 ± 7 Ma. Wie sehr die Verschieferung einen Sr-Austausch im variszischen Zyklus begünstigt hat, kann nicht festgelegt werden.

Inhomogenes Neosom:

Die Modellalter dieser Hellglimmer liegen bei 352 ± 5 , 322 ± 3 und 293 ± 2 Ma, sind also eindeutig niedriger als die des homogenen Neosom. Aufgrund der nahezu fehlenden retrograden Umwandlungen und der, in diesem Gebiet sicher niedrigen alpidischen Metamorphosetemperaturen, sollte die alpidische Orogenese die Alter höchstens in geringem Ausmaß oder gar nicht beeinflusst haben. Ob diese variszischen Alterswerte wirklich Bildungsalter darstellen, kann

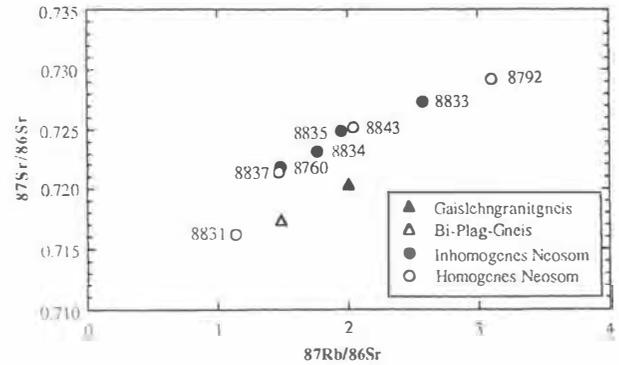


Abb. 12: Rb/Sr-Diagramm für Gesamtgesteine aus dem Winnebach-Gebiet. Wegen der starken Streuung der Datenpunkte, wurde hier auf die Darstellung eines Regressionsalters verzichtet.

Fig. 12: Rb-Sr diagram for whole rocks from the Winnebach-area. Due to scattering there is no regression line shown.

nicht entschieden werden. Jedenfalls belegen die Hellglimmerdaten der verschieferten Migmatitanteile eine variszisch vollständige Einstellung des Rb/Sr-Systems. Somit erscheint eine durchgreifende Rekristallisation dieser Minerale während des variszischen Zyklus wahrscheinlich.

4.3.3. Gesamtgesteine

Die Analysenpunkte der Gesamtgesteine streuen zu stark, um eine eindeutige Altersaussage treffen zu können (Abb. 12). Das gilt auch, wenn man die Werte für homogenes und inhomogenes Neosom getrennt rechnet. Bei Berücksichtigung aller aus dem Winnebach-Migmatit bekannten Rb/Sr-Gesamtgesteinsdaten, d. h. der Werte von SÖLLNER & HANSEN (1987) und der, aus der vorliegenden Arbeit, ergibt sich ein anderes Bild (Abb. 13). Unter Ausklammerung von drei überprägten Proben läßt sich eine Trendlinie von 455 ± 24 Ma (2σ) rechnen (homogenes und inhomogenes Neosom gemeinsam). Bei den nicht berücksichtigten Proben handelt es sich um stark retrograd umgewandelte (wobei W8792 aus dem Kernbereich und W8831 aus der Migmatitrandzone stammt) bzw. um eine deformativ überprägte Probe (W8833) mit postmigmatisch rekristallisiertem Hellglimmer. Drei Werte von SÖLLNER & HANSEN (1987) werden dabei ebenfalls beiseite gelassen, weil sie ohne Angabe von Gründen von den Autoren selbst nicht verwendet wurden und nur in deren Tabellen aufscheinen. Eine Isochronenberechnung von diesen sechs Proben ergab ein Alter von 490 ± 29 Ma (2σ) bei einem Initial von 0.70841 ± 0.00071 . Bei der Berechnung wurde ein Fehler von 0.0001 auf die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Proben von SÖLLNER & HANSEN angenommen, da diese Angaben in der diesbezüglichen Arbeit fehlen.

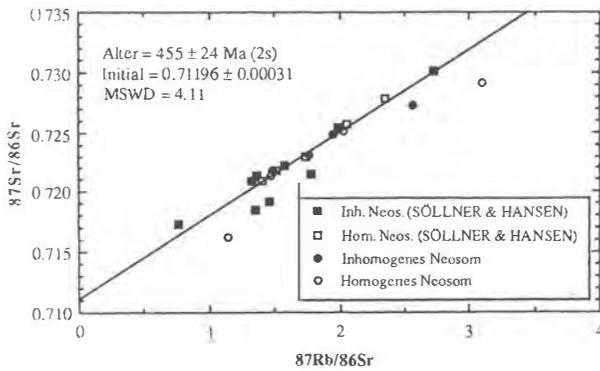


Abb. 13: Rb/Sr-Diagramm der Gesamtgesteine aus dem Winnebachmigmatit. Es sind die Daten von SÖLLNER & HANSEN (1987) und die der vorliegenden Arbeit zusammengezeichnet. Wenn stark retrograd überprägte Proben unberücksichtigt bleiben, kann eine Trendlinie von 455 ± 24 Ma (2σ) gerechnet werden.

Fig. 13: Rb-Sr isochron diagram for whole rocks from the Winnebach migmatite. Data of SÖLLNER & HANSEN (1987) and from this work are shown. If strongly retrogressed samples are not taken into account, a trend line of 455 ± 24 Ma (2σ) can be calculated.

SÖLLNER & HANSEN (1987, p.551) messen ihren Rb/Sr-Ergebnissen zum Teil keine Bedeutung bei, weil vier von fünf Proben von homogenem Neosom in einem $1/^{86}\text{Sr}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Korrelationsdiagramm linear angeordnet sind. Diese Linie wird als Mischungslinie interpretiert. Trägt man aber die Sr-Isotopen-Verhältnisse der vorliegenden Arbeit in ein Korrelationsdiagramm ein, ist das Definieren einer Mischungslinie wesentlich schwieriger (Abb. 14). Der Biotit-Plagioklas-Gneis (W8830), der im Falle einer Mischung ein Endglied darstellen sollte, liegt eindeutig abseits der Migmatitproben. Es stellt sich damit die Frage, ob die Mischungslinie von SÖLLNER & HANSEN nicht doch auf Zufälligkeit beruht. Die Probennahme war in erster Linie auf Hellglimmer-, nicht aber auf Gesamtgesteinsdatierung ausgerichtet und sollte einigermaßen flächendeckend sein. Daraus ergab sich eine Beprobung an räumlich zum Teil weit voneinander entfernten Punkten. Somit stellt sich aber die grundsätzliche Frage nach einer großräumigen Sr-Isotopen-Homogenisierung bei der Migmatisierung. Da die Anatexis ein primär inhomogenes Gestein mit ausgeprägtem stofflichen Lagenbau erfaßt hat, in dem unterschiedliche Sr-Isotopenverhältnisse durchaus die Regel sind, stellt sich die Frage, ob bei einer so unvollständigen Aufschmelzung überhaupt eine vollständige Homogenisierung der Sr-Isotope im 100 m Bereich zu erwarten ist. Die bisher analysierten Gesamtgesteine sprechen jedenfalls dagegen. Die folgende variszische und die alpidische Metamor-

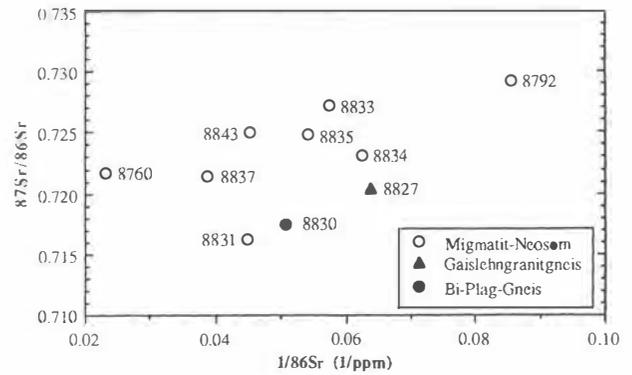


Abb. 14: Korrelationsdiagramm $1/^{86}\text{Sr}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Eine Mischungslinie ist nicht erkennbar. Der Biotit-Plagioklas-Gneis, der im Falle einer Mischung ein Endglied darstellen sollte, liegt abseits der Migmatitproben.

Fig. 14 $1/^{86}\text{Sr}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correlation diagram. No mixing line can be observed. The biotite-plagioclase-gneiss which, in case of mixing, should play the role of an endmember, plots separately beside the migmatite samples.

phose können primär schon schlecht homogenisierte Teile im Kleinbereich zusätzlich wieder gestört haben.

4.3.4. Leschhorn und Granitgneise

Abschließend sei noch einmal auf die Arbeit von SÖLLNER & HANSEN (1987) eingegangen. Ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter wurde von diesen Autoren am Granitgneisgang vom Leschhorn (Kap. 2.5.) gemessen und ergab mit fünf Datenpunkten ein Alter von 370 ± 28 Ma (2σ). Da dieser Granitgneis den Migmatit durchschlägt, stellt dieser Alterswert jedenfalls ein Mindestalter für die Migmatisierung dar und ist ein weiteres schwerwiegendes Argument für eine prävariszische Alter der Anatexis.

SÖLLNER & HANSEN (1987) sehen aber in dem, den Granitgneisgang umhüllenden Gestein des Leschorns keinen Migmatit, sondern eine postmigmatische, monzonitische Intrusion. Sie stützen diese Behauptung in erster und einziger Linie auf das „gleichkörnige, polygonale Mosaikgefüge“ der Plagioklase! Eben dieses Gefüge tritt aber in sämtlichen Plagioklas-Granulaten des Migmatites auf. Die Autoren erwähnen gleichzeitig das Auftreten von Zirkonen mit nicht idiomorphen bzw. kantengerundeten Kernen. Erst die Anwachsspitzen dieser Zirkone sind pyramidal. Die Anwesenheit solcher detritischer (?) Zirkone muß aber als eindeutiges Gegenargument für eine magmatische Bildung verstanden werden. Auch die bei der Bezeichnung „Monzonit“ zu erwartende Quarz-Armut konnte anhand der Dünnschliffe nicht bestätigt werden. Das Fehlen von Muskovit macht allerdings wahrscheinlich, daß hier präanatektisch

eine von den umhüllenden Paragneisen abweichende Lithologie vorgelegen hat.

An einer solchen Probe vom Leschhorn erhalten SÖLLNER & HANSEN (1987) ein U/Pb-Alter an Zirkonen von 455 ± 4 Ma (oberer Einstichpunkt). Nach Meinung der Autoren handelt es sich dabei um das postmigmatische Intrusionsalter eines monzonitischen Ganges, der den Migmatit durchschlägt. Da die migmatischen Strukturen jedoch nicht diskordant durchschlagen werden, sondern im Gegenteil die Migmatisierung das gesamte Leschhorn (abgesehen von einem Diabas- und einem Granitgneisgang) erfaßt hat, kann von einer postmigmatischen Intrusion nicht die Rede sein. Da die Analyse der pyramidalen Zirkonanwachssäume der selben Probe den gleichen Wert von 455 Ma ergab, könnte dieses Alter daher ein anatektisches Weiterwachsen dokumentieren.

Ein weiterer von SÖLLNER & HANSEN (1987) datierter Aufschluß ist der Granitgneis am Weg von der Winnebachseehütte zum Zwieselbachjoch, bei 2400 m (Kap. 2.6.). Es wurden U/Pb-Alter an Zirkonen gemessen, wobei der untere Einstichpunkt auf der Concordia auf 444 ± 4 Ma zu liegen kommt. Dieser Granitgneis ist damit etwas älter als der vom Leschhorn. Da aber auch er den Migmatit durchschlägt, wurde dieses Alter von SÖLLNER & HANSEN als Beweis für eine noch ältere, d. h. panafrikanische Anatexis herangezogen. Daß der Granitgneis relativ jünger ist als der Migmatit, wird aufgrund eigener Beobachtungen nicht bestritten. Allerdings kann mit einem U/Pb-Alter keine Aussage über die Zeitspanne zwischen Anatexis und Aufdringen des Granits getroffen werden. Da der feinkörnige Granitgneis eine starke Ähnlichkeit zum homogenen Neosom aufweist, kann er als **spätes, saures Differentiat** nach der Anatexis gedeutet werden. Damit wären der Migmatit und der Granit nicht zeitgleich entstanden, aber doch einem gemeinsamen Zyklus, nämlich dem kaledonischen, zuzuordnen. Somit sind der feinkörnige und die grobkörnigen Granitgneise (z. B. Leschhorn) weder nach petrographischen, noch nach geochronologischen Kriterien gleichzusetzen.

5. Übersicht über die metamorphe und magmatische Entwicklung

Nach der proterozoischen Ablagerung von Sandsteinen, eventuell Arkosen führte mindestens ein Metamorphoseereignis zur Bildung der feinkörnigen, i. a. hellglimmerarmen Biotit-Plagioklas-Gneise der Ötztaler Masse.

Eine spätere, vermutlich kaledonische Metamorphose führte unter HT-Bedingungen zu Sillimanit-Bildung und stellenweise zur Anatexis. Nach HOINKES & al. (1972) wurden die Schmelzbedingungen im Winnebachsee-Gebiet mit 660° - 685° C bei 4 kb gerade erreicht, wodurch die großen Schollen ihre ursprüngliche Orientierung vermutlich beibehalten konnten. Ob dieser Entwicklung eine HP-Phase vorgegangen ist, kann mit den Ergebnissen der vor-

liegenden Arbeit nicht beantwortet werden.

Das Vorkommen von kaledonischen bzw. kaledonisch-variszischen Hellglimmer-Mischaltern aus den tektonisch schwächst überprägten Bereichen des zentralen Migmatits macht die kaledonische Einstufung der Migmatisierung jedenfalls wahrscheinlich. Die ältesten Hellglimmeralter können jedoch nur als Mindestalter für die Anatexis aufgefaßt werden.

Im Anschluß daran, auf jeden Fall noch prä- bzw. frühvariszisch, erfolgte das Aufdringen der zahlreichen, den Migmatit durchschlagenden hellen Granite.

Im Zuge der variszischen Metamorphose kam es neben einer penetrativen W-E-Verschiebung der Paragneise und Orthogesteine auch zu einer unterschiedlich starken Verschiebung des Migmatitkörpers. Während der Kernbereich verschont geblieben ist, weist der übrige Migmatit zumindest eine Glimmerregelung auf. Diese zeigt allerdings eine ähnliche Orientierung wie anatektisch nicht rotierte (?) Paragneisschollen. Die Granulierung der Plagioklase im Migmatit, sowie syn- bis post-kinematische Disthen-Sprossung weisen auf vergleichsweise etwas kühlere Bedingungen bei dieser postanatektischen Metamorphose hin.

Das jüngste, alpidische Ereignis führte im Winnebachsee-Gebiet zu einer starken retrograden Umwandlung mit z. T. beträchtlicher Störung des Rb/Sr-Isotopensystems, zur Ausbildung von kinkbands und zu lokaler Zerschering.

Dank Die vorliegende Arbeit ist die gekürzte Fassung einer Diplomarbeit, die von Doz. Dr. M. Thöni in zahlreichen Geländetagen und im Labor mit viel Interesse geleitet wurde. Dank schulde ich auch Prof. Dr. G. Hoinkes für intensive Diskussionen im Gelände und Prof. Dr. W. Frank für die Anregungen beim Mikroskopieren.

Im Rahmen des Projekts „Variszische Kruste in Österreich“ wurde diese Arbeit vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanziell unterstützt.

6. Literatur

- BIDNER, T. (1989): Zur Petrographie des Granitgneises vom Gaislehnkogel (oberes Sulztal). — Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Innsbruck, 141 S., Innsbruck.
- CHOWANETZ, E. (1990): Der Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol). — Argumente für eine altpaläozoische Anatexis. — Dipl. Arb., Formal-u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 77 S., Wien.
- DRONG, H. J. (1961): Das Migmatitgebiet des „Winnebachgranits“ (Ötztal-Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. — Tschermarks Min. Petrogr. Mitt., 7, 1-69, Wien (Springer).

- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. — Diss. Univ. Bern, 165 S., Bern.
- HAMMER, W. (1925): Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaier Alpen. — Tschermaks Min. Petrogr. Mitt., **38**, 67-87, Wien (Springer).
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal, 1:75000, Geol. B.-A., Wien.
- HOERNES, S. & HOFFER, E. (1973): Der Amphibolitzug des mittleren Ötztals (Tirol). — Veröff. Ferd., **53**, 159-178, Innsbruck.
- HOINKES, G. (1971): Petrographie und Petrogenese eines Migmatits im „Winnebachgranit“. — Diss. Univ. Innsbruck, 120 S., Innsbruck.
- HOINKES, G. (1973): Die Anatexis des Winnebachgranites (Ötztaier Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. — Tschermaks Min. Petrogr. Mitt., **20**, 225-239, Wien (Springer).
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & SCHANTL, J. (1972): Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaier Alpen, Tirol). — Tschermaks Min. Petrogr. Mitt., **18**, 292-311, Wien (Springer).
- MEHNERT, K. R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. — 405 S., Amsterdam (Elsevier).
- MEHNERT, K. R. (1987): 50 Jahre Granitforschung. — Geol. Rundschau, **76**/1, 1-14, Stuttgart.
- MILOTA, Ch. (1985): Geologische Untersuchungen im Zuge einer Kraftwerksplanung sowie eine allgemeine Charakteristik der alpidischen Beeinflussung des Stubai-Kristallins im Bereich Kalkkögel-Lisenstal-Mutterbergalm (Stubaital)-Gschnitztal. — 155 S., Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- MOGESSIE, A. & PURTSCHELLER, F. (1986): Polymetamorphism of the Ötztal-Stubai Basement Complex Based on Amphibolite Petrology. — Jb. Geol. B.-A., **129**/1, 69-91, Wien.
- MÖLLER, P. (1986): Anorganische Geochemie, eine Einführung. — (Springer).
- OHNESORGE, T. (1905): Die vorderen Kühtaier Berge. — 175-182, Verh. Geol. Reichsanstalt, Wien.
- PURTSCHELLER, F. (1969): Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaier-Stubai Altkristallins. — Tschermaks Min. Petrogr. Mitt., **13**, 35-54, Wien (Springer).
- PURTSCHELLER, F. (1971): Sammlung geologischer Führer 53, Ötztaier und Stubai Alpen. — 119 S., Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P. (1975): Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austroalpine Basement of the Eastern Alps. — Tschermaks Min. Petrogr. Mitt., **22**, 175-199, Wien (Springer).
- SCHANTL, J. (1972): Feldpetrographische Untersuchungen des Winnebachmigmatits und der angrenzenden Gesteine. — 125 S., Diss. Univ. Innsbruck.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N. (1967): Rb-Sr & U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztaier-Kristallins und des Schneeberger Zuges. — Eclogae Geol. Helv. **60**/2, 529-536, Basel.
- SÖLLNER, F. & HANSEN, B. T. (1987): „Panafrikanisches“ und „kaledonisches“ Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. — Jb. Geol. B.-A., **130**/4, 529-569, Wien.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. — Earth Plan. Sci. Lett., **36**, 359-362, Amsterdam.
- THÖNI, M. (1983): The thermal climax of the early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. — Mem. Sci. Geol. **36**, 211-238, Padua.
- THÖNI, M. (1988): Rb-Sr Isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implications for the Detachment and Thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps. — Jb. Geol. B.-A., **131**/1, 169-201, Wien.
- YORK, D. (1969): Least squares fitting of a straight line with correlated errors. — Earth Plan. Sci. Lett., **5**, 320-324, Amsterdam.

Verwendete Karten: Alpenvereinskarten
 - 31/2 Blatt Sellrain, 1:25 000
 - 31/1 Blatt Hochstubai, 1:25 000

Vorschlag zur geotechnischen Dokumentation von Felsaufschlüssen

Suggested method for the geotechnical
documentation of rock outcrops

M. ROCKENSCHAUB

mit 9 Abbildungen

Schlüsselwörter:

Geotechnik
Felsaufschlüsse
Dokumentation

Keywords:

Geotechnics
Rock outcrops
Geotechnical mapping

Adresse des Autors:
Address of the author:

Dr. Manfred Rockenschaub
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
A-1030 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract	39
1. Einleitung	39
2. Die geotechnische Gebirgsaufnahme	39
3. Definitionen	39
4. Aufnahmeformblätter, Erläuterungen zum Ausfüllen dieser und Beispiel	45
5. Literatur	49

Contents

	page
Zusammenfassung, Abstract	39
1. Introduction	39
2. The geotechnical mapping of rock outcrops	39
3. Definitions for geotechnical parameters	39
4. Checklists, introductions for fill in and example	45
5. References	49

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit soll als Vorschlag zur geotechnischen Dokumentation von Felsaufschlüssen verstanden werden. Die einzelnen Parameter sowie ihre Ermittlung wurden definiert. Weiters sollten die vorgestellten Formblätter eine möglichst rasche und lückenlose Dokumentation sowie eine gute Reproduzierbarkeit gewährleisten. Diese Formblätter können aber für spezielle Zwecke vom Geologen adaptiert werden.

Abstract

This paper should be a suggestion for the geotechnical documentation of rock masses. The employed parameters are defined. Checklists should guarantee the completeness and a good reproduction of the documentation. Additionally, with checklists it is possible to record all parameters quickly. For special problems, the suggested checklists should be modified by the geologist.

1. Einleitung

Die Aufgabe, einen Felsaufschluß zu dokumentieren bzw. bestimmte geotechnische Parameter zu erheben, stellt sich häufig an Baustellen und muß oft unter Zeitdruck geschehen. Zur raschen und möglichst vollständigen Erhebung der Kennwerte ist es ratsam, sich schon vor der Geländearbeit ein Konzept für die geologische Aufnahme zu überlegen und Aufnahmeformblätter vorzubereiten. Obwohl fast jedes Projekt spezielle Anforderungen an die geotechnische Dokumentation stellt, bleibt doch eine Anzahl von Parametern als Grundgerüst für die Charakterisierung des Gebirges gleich. Die nachstehenden Ausführungen sind als ein beliebig ausbaubares Grundgerüst für eine geotechnische Gebirgsaufnahme zu verstehen.

2. Die geotechnische Gebirgsaufnahme

Diese hat das Ziel, die für die Charakterisierung des Gebirges wichtigen Parameter zu erfassen und ein möglichst naturnahes Bild vom Gesteins- und Gebirgszustand zu vermitteln. Der Benutzer (z. B. der Bauingenieur) soll in die Lage versetzt werden, ein Gebirge für diverse Aufgaben beurteilen zu können. Ratsam ist die Verwendung möglichst vieler quantifizierbarer Parameter, um eine objektive Darstellung zu erreichen. Die Erhebung der Kennwerte soll frei von individuellen Einflüssen des Bearbeiters und gut reproduzierbar sein. Das Gebirge ist in bezug auf viele Eigenschaften ein anisotropes Diskontinuum, dessen mechanisches Verhalten in hohem Maße vom Trennflächengefüge bestimmt wird. Die Festigkeit einer Felsmasse ist eine Restfestigkeit, des

aus Teilkörpern bestehenden Verbandes. Bei der ingenieurgeologischen Kartierung werden Gebirgsabschnitte mit gleichartigen Eigenschaften zu Homogenbereichen zusammengefaßt.

Die wichtigsten Gesteins- und Gebirgsparameter sind folgende:

- a) Lithologie
- b) Struktur, Textur
- c) Gesteinsfestigkeit
- d) Trennflächenabstand und Trennflächengeometrie
- e) Gebirgsauflockerung bzw. Gebirgsverband
- f) Kluftkörpergröße und Kluftkörperform
- g) Verwitterungszustand
- h) Wasserverhältnisse

Da der geotechnischen Gebirgsaufnahme stets eine konkrete Fragestellung zugrunde liegt, ist sie problemorientiert. Zusätzlich zu den allgemein beschreibenden Parametern müssen die speziellen, dem jeweiligen Zweck der Aufnahme entsprechenden Erfordernisse, berücksichtigt werden. Das Erkennen und die Entscheidung, welche Kriterien für das jeweilige Problem ausschlaggebend sind, obliegen dem aufnehmenden Geologen.

3. Definitionen

Die Voraussetzungen für eine gute Reproduzierbarkeit und Lesbarkeit der geotechnischen Gebirgsaufnahme sind möglichst exakte Definitionen der verwendeten Parameter, sowie Vorschriften, wie diese zu bestimmen sind. In der Literatur existieren bereits eine Fülle von Vorschriften und Definitionen (vgl. SCHWINGENSCHLÖGL & ROCKENSCHAUB 1990), die hier zusammengestellt und zum Teil direkt oder in modifizierter Form übernommen wurden.

A) Homogenbereich:

Als Homogenbereiche werden Abschnitte des Gebirges bezeichnet, die in allen Teilen gleichartig aufgebaut sind und daher in jedem Punkt die gleichen Eigenschaften besitzen. Da aber in der Natur die Gesteine, angefangen vom mikroskopischen Bereich des Korngefüges bis hin zum Trennflächengefüge des makroskopischen Bereiches, so gut wie nie wirklich homogen sind, muß in diesem Falle von einer „statistischen Homogenität“ oder von einer „Quasi-Homogenität“ gesprochen werden (MÜLLER, 1963; DEUTSCHE GES. F. ERD- U. GRUNDBAU, 1982).

Wichtig für die Abgrenzung von Homogenbereichen ist die Größe des jeweils betrachteten Bereiches, der von der vorliegenden Problematik bestimmt wird. Das Abgrenzen der Homogenbereiche erfolgt visuell. Gleichartig ausgeprägte Gebirgsabschnitte

werden zu Einheiten zusammengefaßt. Als Abgrenzungskriterien können z. B. die Gesteinsfestigkeit, die Lithologie, das Trennflächengefüge, der Verwitterungszustand, die Gebirgsauflockerung u. a. m. herangezogen werden.

B) Mittlerer Trennflächenabstand:

Es ist notwendig alle Trennflächen (nicht nur die Klufflächen) in die Untersuchungen einzubeziehen, da das mechanische Verhalten eines Gebirges von allen Trennflächen, aber in unterschiedlichem Ausmaße, bestimmt wird. Die Daten zur Berechnung des mittleren Trennflächenabstandes werden folgendermaßen erhoben: Über einen Aufschluß werden Meßgeraden gelegt, die ca. zehnmal so lang sein sollen wie der mittlere geschätzte Trennflächenabstand (ISRM 1978). Entlang dieser Meßgeraden werden die Schnittpunkte mit den Trennflächen abgezählt. Die Meßgerade wird um einen Mittelpunkt um jeweils 45° rotiert, und der Meßvorgang wird wiederholt. Die räumlichen Lagen der Meßgeraden sind mit dem Geologenkompaß einzumessen, da diese für bestimmte statistische Untersuchungen benötigt werden (z. B. zur Konstruktion eines Regelkluffkörpers bzw. zur rechnerischen Ermittlung des mittleren Normalabstandes der Trennflächen – vgl. MÜLLER, 1963). Der hier ermittelte mittlere Trennflächenabstand ist genau genommen ein scheinbarer, da er durch die Funktion des Winkels zwischen Trennfläche und Aufschlußfläche bestimmt wird. Bei sehr gut ausgeprägten Kluffscharen ist es leicht möglich, für jede Schar den mittleren Normalabstand der Trennflächen zu berechnen. Bei sehr hoher Kluftdichte, bzw. bei wenig geregelten Kluffscharen schneiden die einzelnen Trennflächen die Aufschlußfläche meist mit sehr unterschiedlichen Winkeln, sodaß eine Korrektur schwierig wird, bzw. die Abweichung vom wahren mittleren Trennflächenabstand wird kleiner, da bei einem Teil der Trennflächen ohnedies der Normalabstand oder ein Abstand nahe diesem gemessen wird.

Genauere Aussagen über die räumlichen Lagen der Trennflächenscharen sowie über die mittleren Normalabstände der Trennflächen erhält man aus der Lagenkugelstatistik in Verbindung mit der Trennflächenziffer und der Lage der Meßgeraden auf rechnerischem Wege (MÜLLER, 1963).

Weiters ist es nützlich, die größten und kleinsten auftretenden Trennflächenabstände zu messen, da sie für diverse statistische Verfahren benötigt werden.

Der mittlere Trennflächenabstand wird mittels der Kluffziffer k nach STINY (1922) berechnet.

$$k = \frac{\text{Anzahl aller Trennflächen}}{\text{Gesamtlänge der Meßgeraden}}$$

k ... Kluffziffer (Trennflächenziffer)

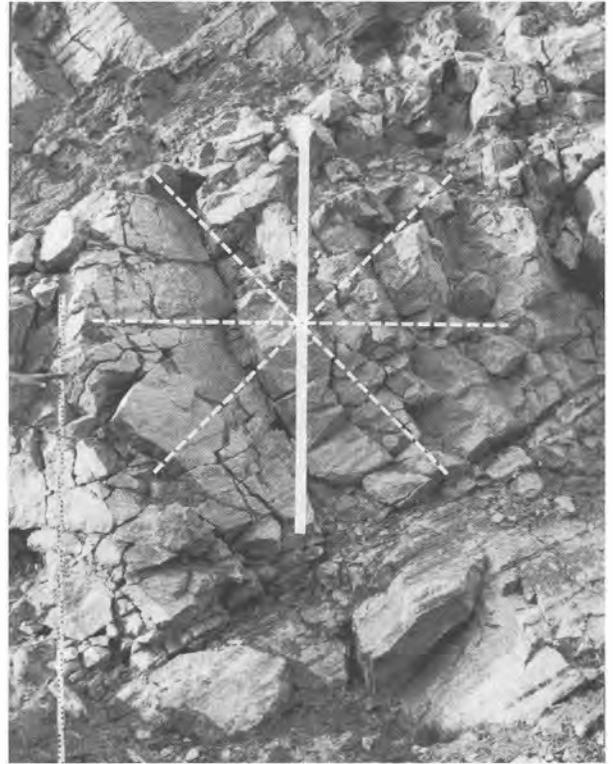


Abb. 1: Lage der Meßgeraden bei 0°, 45°, 90° und 135°; In jeder Lage werden die Anzahl der Klüfte und der lineare Auflockerungsgrad bestimmt.

Fig. 1: Orientation of the measure tape by 0°, 45°, 90° and 135°; in each orientation it is to evaluate the number of discontinuities and by opened discontinuities its apertures.

$$\text{Mittlerer Trennflächenabstand} = \frac{1}{k}$$

Einteilung der Trennflächenabstände:

TA 1	>	300 cm
TA 2	300 –	100 cm
TA 3	100 –	30 cm
TA 4	30 –	10 cm
TA 5	10 –	3 cm
TA 6	<	3 cm

C) Mittlere Kluffkörpergröße:

a) Einige typische Kluffkörper (ca. 15 Stück) werden ausgesucht und vermessen. Zu messen sind die mittleren Längen, Breiten und Höhen. Eine mittlere Kluffkörpergröße kann nach ISRM (1978) folgendermaßen berechnet werden:

$$\text{Mittlere Kluffkörpergröße} = \frac{(\text{Länge} + \text{Breite} + \text{Höhe})}{3}$$

Im Aufnahmeformblatt ist der arithmetische Mittelwert der mittleren Kluffkörpergrößen einzutragen.

b) Aus der Trennflächenstatistik kann in Verbindung mit der Kluffziffer und der Orientierung ei-

ner Meßgeraden auf rechnerischem Wege der mittlere Trennflächenabstand für jede Trennflächenschar bestimmt werden. Dieser ist die Grundlage für die Konstruktion eines Regelkluftkörpers d. h. eines mittleren Kluffkörpers. Die Vorgangsweise beschreibt L. MÜLLER (1963:230ff) ausführlich. Aus den Abmessungen des Regelkluffkörpers ist es ebenfalls möglich, eine mittlere Kluffkörpergröße wie oben zu berechnen.

Einteilung:

KG 1	>	200 cm
KG 2	200 –	60 cm
KG 3	60 –	20 cm
KG 4	20 –	6 cm
KG 5	<	6 cm

D) Mittlerer linearer Auflockerungsgrad:

Eine Meßgerade wird gelegt und die Öffnungsweiten der Klüfte (in mm) werden addiert. Es sollen gleich viele Meßgeraden verwendet werden wie bei der Ermittlung der Trennflächenziffer. Der mittlere lineare Auflockerungsgrad (AG), ausgedrückt in mm/m, wird folgendermaßen berechnet:

$$\text{Mittl. lin. AG} = \frac{\sum \text{aller Öffnungsweiten der Klüfte [mm]}}{\sum \text{der Längen aller Meßgeraden [m]}}$$

Einteilung:

AG 1	<	5 mm/m
AG 2	5 –	15 mm/m
AG 3	15 –	30 mm/m
AG 4	>	30 mm/m

E) Verwitterungsgrad:

Unverwittert: Noch keine Verwitterungserscheinungen sichtbar. Teilweise leichte bräunliche Verfärbungen an den Kluffflächen. Der Schlagklang ist hell, die Gesteinsfarbe kräftig und die Minerale sind glänzend rein.

Angewittert: Das Gestein hat limonitisch belegte Klüfte. Die braunen Eisenoxidlösungen sind jedoch noch nicht tief eingedrungen. Die Entfestigung an den Trennflächen beginnt. Der Schlagklang ist hell bis dumpf.

Verwittert: Das Gestein ist teilweise entfestigt, aber der ursprüngliche Gesteinsverband liegt noch vor. Teils sind mit der Hand Kanten abbrechen. Die Limonitisierung ist in den Kornverband eingedrungen. Der Schlagklang ist eindeutig dumpf, die Gesteinsfarbe matt und die Minerale haben eine dunkle Farbe.

Zersetzt: Das Gestein hat keine mineralische Bindung und die Eigenschaften eines Lockergesteins.

Beim Drücken mit den Fingern reagiert es mit plastischer Verformung. Tonige Umwandlungen treten auf und es kann bereits als Boden im geotechnischen Sinne bezeichnet werden.

F) Gesteinsfestigkeit:

Die Spaltbarkeit eines Gesteines wird mit einem ca. 0,7 kg schweren Hammer getestet.

Sehr fest: mit dem Hammer sehr schwer zu spalten, heller Schlagklang.

Fest: mit dem Hammer spaltbar.

Mäßig fest: mit dem Hammer gut spaltbar, dumpfer Schlagklang, Kanten zum Teil mit den Fingern abbrechen.

Entfestigt: Gestein mit den Fingern zerdrückbar.

G) Beurteilung des Gebirgsverbandes:

Schwierig und zum Teil subjektiv stellt sich die Beurteilung des Gebirgsverbandes dar. Eine Reihe von Autoren beschäftigten sich mit diesem Problem (NATHAU & LEMP (1985), SCHWINGENSCHLÖGL & WEISS (1985), BROSCHE & RIEDMÜLLER (1987), SCHWINGENSCHLÖGL (1988), SCHWINGENSCHLÖGL & ROCKENSCHAUB 1990). Diese Vorschläge wurden beim folgenden Versuch, eine Definition zu schaffen, die eine gute Reproduzierbarkeit zuläßt, berücksichtigt.

Zur Beurteilung des Gebirgsverbandes werden der mittlere lineare Auflockerungsgrad, die Teilbeweglichkeit bzw. Kraft- und Formscluß der Kluffkörper, die Kluffkörperform und die Festigkeitsanisotropie berücksichtigt.

Sehr gut: sehr niedriger linearer Auflockerungsgrad (< 10mm/m), sehr guter Kraft- und Formscluß der Kluffkörper, keine oder kaum merkliche Teilbeweglichkeit der Kluffkörper.

Gut: Niedriger mittlerer linearer Auflockerungsgrad, (10–30 mm/m), guter Kraft- und Formscluß, merkliche Teilbeweglichkeit der Kluffkörper.

Mäßig: Hoher mittlerer linearer Auflockerungsgrad, (30–60 mm/m), durch mäßigen Kraft- und Formscluß deutlich erhöhte Teilbeweglichkeit der Kluffkörper, gute Lösbarkeit nach mehreren Richtungen.

Schlecht: Meist sehr hoher linearer Auflockerungsgrad (> 60 mm/m), kaum vorhandener Kraft- und Formscluß der Kluffkörper, sehr hohe Teilbeweglichkeit der Kluffkörper.

H) RQD-Index:

Die Trennflächenabstände werden in der gedachten Bohrkernmitte gemessen. Es sind alle Längen der Kernstücke über 0,1 m zu addieren. Diese Länge in Prozenten ausgedrückt wird als RQD-Index (Rock Quality Designation Index) bezeichnet.

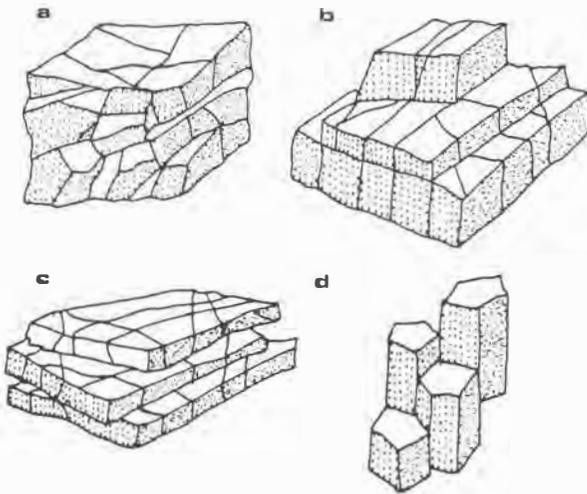


Abb. 2: Kluftkörperformen nach MATULA, 1981, verändert.
 a: polyedrischer, b: prismatischer, c: plattiger und d: säuliger Typ.

Fig. 2: Rock mass block shapes after MATULA, 1981, altered.
 a: polyhedral, b: prismatic, c: tabular, d: columnar blocks.

$$RQD = \frac{100 \times \sum X_i}{L}$$

X_i ... Summe der Längen der Kernstücke über 0,1m.
 L ... Gesamtlänge der bearbeiteten Kernstrecke
 RQD ... In Prozent ausgedrückte Kernstrecke, die aus Stücken über 0,1 m Länge besteht.

Einteilung:

Sehr hoch:	90	-	100%
Hoch:	75	-	90%
Mittel:	50	-	75%
Niedrig:	25	-	50%
Sehr Niedrig:	<	-	25%

I) Kluftkörperform:

Es werden folgende Kluftkörperformen unterschieden (nach ISRM, 1978 und MATULA, 1981). Die Zuordnung zu den einzelnen Typen erfolgt visuell.

Einteilung:

- 1) polyedrisch 3) plattig
- 2) prismatisch 4) säulig

J) Ausbildung und Rauigkeit der Trennflächen:

Die Geometrie und Rauigkeit der Trennflächen sollten an den Flächen der Kluftkörper beurteilt werden, da sie vom betrachteten Größenbereich abhängig sind. Die Einstufung der Trennflächenwandung erfolgt nach den Vorschriften von ISRM, 1978 und MATULA 1981.

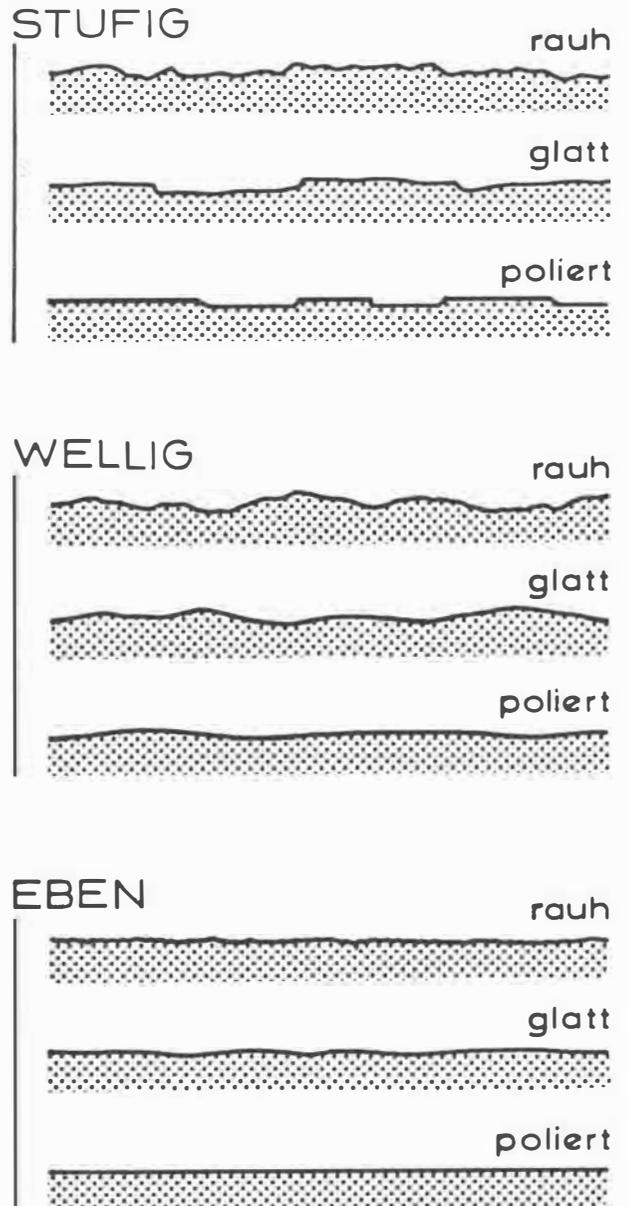


Abb. 3: Mögliche Rauigkeitsprofile von Trennflächen nach ISRM, 1978 und MATULA, 1981.

Fig. 3: Roughness profiles of discontinuities. Stepped (rough, smooth or slickensided), undulating (rough, smooth or slickensided), planar (rough, smooth or slickensided). After ISRM, 1978 and MATULA, 1981.

Einteilung:

Kluftwandung:	Kluftrauigkeit:
KW 1: stufig	KR 1: rau
KW 2: wellig	KR 2: glatt
KW 3: eben	KR 3: poliert

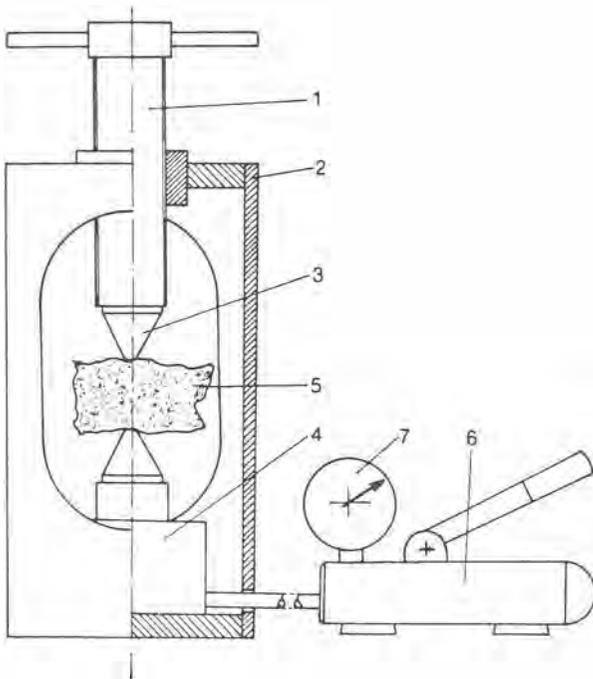


Abb. 4: Punktlastgerät mit eingespanntem Probekörper.

1: Spindel mit Belastungskegel; 2: Steifer Rahmen; 3: Gehärtete Belastungskegel; 4: Hydraulizylinder mit Belastungskegel; 5: Probekörper; 6: Handpumpe; 7: Manometer zur Anzeige der Bruchlast.

Fig. 4: Pointload-testmachine with sample. 1: Adjusting screw with loadcone; 2: Body; 3: Harded loadcones; 4: Hydrauliccylinder with loadcone; 5: Sample; 6: Hydraulicpump; 7: Gauge for measurement of failure load.

K) Punktlastfestigkeit:

In einfacher Weise kann die einaxiale Druckfestigkeit durch den Punktlastversuch (ISRM, 1984) indirekt ermittelt werden. Der Vorteil dieses Versuches liegt darin, daß grob behauene Handstücke, Bohrkern und Gesteinsprismen getestet werden können. Beim Punktlastversuch wird die Gesteinsprobe zwischen zwei gehärteten Stahlkegeln mit einem Spitzenradius von 5mm und einem Öffnungswinkel von 60° zerdrückt und die Bruchlast gemessen, sowie der äquivalente Querschnitt der Bruchfläche berechnet.

K 1) Verwendbare Prüfkörperformen und Prüfkörperherstellung:

a) grob behauene Handstücke:

Mit dem Hammer werden quaderförmige Handstücke geschlagen, deren Proportionen den Richtlinien in Abb. 3 entsprechen sollen. Zwei ungefähr parallele und einige Quadratzentimeter große Flächen sollen das problemlose Ansetzen der Belastungskegel gewährleisten.

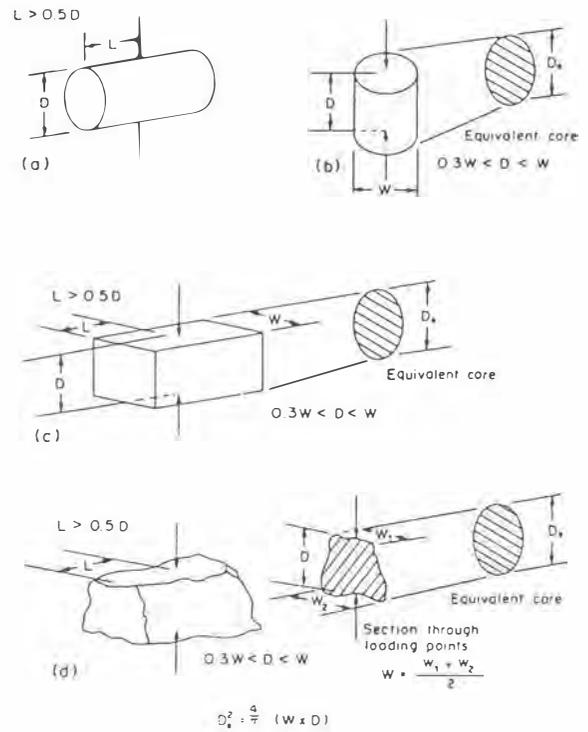


Abb. 5: Erforderliche Abmessungen der verschiedenen Probekörper für den Punktlastversuch. a) Diametraltest, b) Axialtest, c) Prismtest, d) Handstücktest. Beim Axial- und Diametraltest muß D auf 2% genau gemessen werden. Liegt w schräg zur Belastungsrichtung, genügt es, D auf 5 % genau zu messen.

Fig. 5: Required measurements of the various samples for the pointload-test. a) Diametraltest, b) Axialtest, c) Prismtest, d) Test of irregular samples. The distance D should be measured by the axial and diametraltest exactly for 2%. Is w oblique to the loading direction, it is sufficient to measure D only for 5% exactness.

b) Bohrkern:

Die Bohrkern werden mit einer diamantbesetzten Bohrkronen hergestellt. Es empfiehlt sich, einen Durchmesser von 50 mm zu verwenden, da in diesem Falle die Größenkorrektur auf diesen Durchmesser entfällt.

c) Prismenproben:

Die Gesteinsprismen werden mit einem diamantbesetzten Sägeblatt auf die erforderlichen Abmessungen (siehe Abb. 3) zugeschnitten.

Bei Bohrkernen darf der Winkel zwischen Kernachse und der Flächennormalen auf die Ebene der kleinsten Festigkeit (meist die Schieferungs- oder Schichtfläche) 30° nicht übersteigen.

K 2) Festigkeitsberechnung nach ISRM 1984:

a) Punktlastindex:

Dieser errechnet sich wie folgt:

$$I_s = \frac{P}{D^2}$$

 I_s ... Punktlastindex D_e ... äquivalenter Kerndurchmesser $D_e^2 = D^2$... bei Diametraltest

$$D_e^2 = \frac{4A}{\pi}$$

A ... minimale Schnittfläche der Ebene durch die Lastpunkte

$$A = W \times D$$

D ... Lastpunktabstand

W ... Breite bzw. Mittel zweier Breiten

b) Größenkorrektur:

Der Punktlastindex ist eine Funktion von D beim Diametraltest und eine von D_e beim Axial-, Handstück- und Prismentest. Um vergleichbare Punktlastindizes zu erhalten, wird eine Größenkorrektur auf einen einheitlichen Durchmesser, üblicherweise auf 50 mm, durchgeführt. Dieser berechnete Punktlastindex wird als korrigierter Punktlastindex bezeichnet.

Eine zuverlässige graphische Größenkorrektur erhält man, wenn Proben unterschiedlicher Größen getestet werden. Zur graphischen Größenkorrektur wird ein doppellogarithmisch geteiltes Netz verwendet. Für jede getestete Probe wird die minimale Schnittfläche der Ebene durch die Lastpunkte berechnet und über dieser die Bruchlast aufgetragen (siehe Abb. 6). Im Idealfall liegen alle Punkte einer Testreihe auf einer Geraden. Stark abweichende Einzelwerte bleiben unberücksichtigt.

Zur rechnerischen Größenkorrektur werden folgende Gleichungen benutzt (nach ISRM 1984):

$$F = \left(\frac{D_e}{50} \right)^{0.45} \dots \text{Größenkorrekturfaktor}$$

$I_{s50} = F \times I_s$... größenkorrigierter Punktlastindex (auf einen äquivalenten Kerndurchmesser von 50 mm korrigiert)

Für Proben, die nur unwesentlich von der Standardgröße abweichen, ist es zulässig, die nachfolgende Näherungsformel zu verwenden:

$$F = \frac{D_e}{50}$$

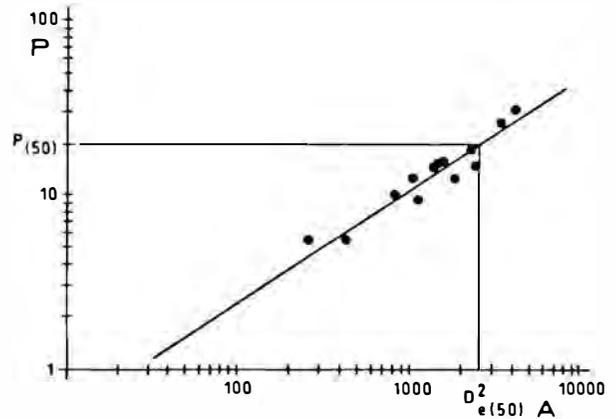


Abb. 6: Graphische Auswertung eines Punktlastversuches.

A... minimale Schnittfläche der Ebene durch die Lastpunkte.

P... Bruchlast

 $D_{e(50)}^2$... äquivalente Querschnittsfläche für den korrigierten Punktlastindex $I_{s(50)}$. $P_{(50)}$... Bruchlast für den korrigierten Punktlastindex.

Fig. 6: Graphically evaluation of a pointload-test.

A...minimum section of the plane through the loadpoints.

P...Failureload

 $D_{e(50)}^2$... equivalent cross-section area for the corrected pointloadindex $I_{s(50)}$. $P_{(50)}$... Failureload for the corrected pointload-index.

c) Anisotropieindex und Berechnung der einaxialen Druck- und Zugfestigkeit:

Der Anisotropieindex ist als Quotient der Mittelwerte von I_{s50} normal und parallel zur Ebene der geringsten Festigkeit definiert.

Berechnung der einaxialen Druck- und Zugfestigkeit aus dem größenkorrigierten Punktlastindex I_{s50} : Die empirische Beziehung zwischen dem Punktlastindex und der einaxialen Zug- bzw. Druckfestigkeit wird wie folgt angegeben (ISRM 1984):

$$\beta_z = 0,96 \times I_{s50} \dots \text{einaxiale Zugfestigkeit}$$

$$\beta_d = 22 \times I_{s50} \dots \text{einaxiale Druckfestigkeit}$$

L) Bergwasser:

Trocken: Das Gebirge ist trocken oder maximal leicht feucht.

Tropfend: Das Gebirge ist deutlich wasserführend. Der Wasserzutritt ist aber so gering, daß es abtropfen kann.

Fließend: Das Wasser tritt in einem Ausmaß zu, daß es richtiggehend abfließt.

4. Aufnahmeformblätter, Erläuterungen zum Ausfüllen dieser und Beispiel

Für die geotechnische Aufnahme ist folgende Ausrüstung erforderlich:

- a) Geologenkompaß
- b) Maßstab (Länge 2 m mit mm-Teilung)
- c) Geologenhammer
- d) Photoapparat (nicht unbedingt erforderlich, aber häufig sehr nützlich)
- e) Punktlastgerät zur indirekten Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit

In die Aufnahmeformblätter sollte folgendes eingetragen werden:

1. Bezeichnung des Projektes.
2. Name des Bearbeiters.
3. Datum der Aufnahme.
4. Geographische Lage des Aufschlusses.
5. Geologische und/oder petrographische Bezeichnung des Gesteines.
6. Mineralbestand des Gesteines (Haupt- und Nebengemengteile).
7. Raumstellung des Aufschlusses (Fallrichtung und Fallwinkel).
8. Anzahl der im Aufschluß ausgeschiedenen Homogenbereiche.
9. Nummer des Homogenbereiches für den das Formblatt gilt (es ist für jeden Homogenbereich ein eigenes auszufüllen).
10. Allgemeine Angaben über das Gefüge (Struktur, Textur; z. B. intensiv geschiefert, plattig, verfalltet, kavernös, usw.).
11. Korngröße der Hauptgemengteile.
12. Verwitterungszustand des Gesteines laut Definition.
13. Gesteinsfestigkeit mittels Hammertest bestimmt.
14. Punktlastindex Is_{50} .
15. Gebirgsverband laut Definition.
16. GröÙte und kleinste auftretende Trennflächenabstände.
17. Abmessungen des größten und kleinsten Kluftkörpers.
18. Mittlerer linearer Auflockerungsgrad.
19. Mittlere Kluftkörpergröße laut Definition.
20. Kluftkörperform laut Definition.
21. Mittlerer Trennflächenabstand laut Definition.
22. Ausbildung der Kluftwandung; es sind Geometrie und Rauigkeit der Kluftwandung nach Abb. 3 zu beurteilen.
23. Wenn Bohrkerne vorhanden sind, ist der RQD-Index zu bestimmen.
24. Bergwasser. Die Einteilung erfolgt laut den Definitionen. Es ist nützlich Feuchtstellen und Quellaustritte auf der Geländeskizze zu vermerken.
25. Treten Quellen auf, so ist die Schüttungsmenge zu messen oder zu schätzen, sowie die Art der Quelle kurz zu beschreiben.
26. Kurzbeschreibung der Vegetation im Nahbereich.
27. Bei verfüllten Klüften ist das Material zu beschreiben. Z. B.: Mineralbestand, Korngröße, Bindigkeit, Wassergehalt).
28. Eine genügend große Zahl an Trennflächen (mindestens ca. 50) sind mit dem Geologenkompaß einzumessen (Einfallrichtung und Einfallswinkel). Diese werden in der flächentreuen Lambert'schen Projektion als Flächenpole dargestellt und deren Besetzungsdichte ausgezählt. Mittels dieser Trennflächenstatistik, der Trennflächenziffer und der Lage der Meßgeraden, können die mittleren Trennflächenabstände, berechnet werden.
29. In diese Tabelle können die angeführten Parameter unmittelbar nach der Messung eingetragen werden. Aus diesen Meßwerten können die Trennflächenziffern für die jeweiligen Lagen der Meßgeraden berechnet werden.
30. Proben; Kurzbeschreibung, Probennummern und eventuelle Besonderheiten sollen vermerkt werden.
31. Photo; Blickrichtung, Nummer und Kurzbeschreibung dessen, was am Photo zu sehen sein sollte.

1. Projekt:		2. Bearbeiter:	3. Dat.:
4. Lokalität:			
5. Gesteinsbezeichnung:		6. Mineralbestand:	
		7. Raumst. d. Aufschl.:	
8. Anzahl der Homogenbereiche:		9. Nr. des Homogenbereiches:	
10. Gefügemerkmale:			
11. Korngröße: <input type="checkbox"/> ≥ 30 mm <input type="checkbox"/> 5-30 mm <input type="checkbox"/> 1-5 mm <input type="checkbox"/> ≤ 1 mm	12. Verwitterung: <input type="checkbox"/> V 1 unverwittert <input type="checkbox"/> V 2 angewittert <input type="checkbox"/> V 3 verwittert <input type="checkbox"/> V 4 entfestigt	13. Gesteinsfestigkeit: <input type="checkbox"/> GF 1 sehr fest <input type="checkbox"/> GF 2 fest <input type="checkbox"/> GF 3 mäßig fest <input type="checkbox"/> GF 4 brüchig	
14. Punktlastindex: <input type="checkbox"/> $I_s 1 \geq 8$ N/mm ² <input type="checkbox"/> $I_s 2$ 4-8 N/mm ² <input type="checkbox"/> $I_s 3$ 2-4 N/mm ² <input type="checkbox"/> $I_s 4 \leq 2$ N/mm ²	15. Gebirgsverband: <input type="checkbox"/> VB 1 sehr gut <input type="checkbox"/> VB 2 gut <input type="checkbox"/> VB 3 mäßig <input type="checkbox"/> VB 4 gering	16. Gr. KA: Kl. KA:	
		17. Gr. Kk: Kl. Kk:	
18. Lin. Auflockerung: <input type="checkbox"/> AG 1 ≤ 5 mm <input type="checkbox"/> AG 2 5-15 mm <input type="checkbox"/> AG 3 15-30 mm <input type="checkbox"/> AG 4 ≥ 30 mm	19. Kluftkörpergröße: <input type="checkbox"/> KG 1 ≥ 200 cm <input type="checkbox"/> KG 2 200-60 cm <input type="checkbox"/> KG 3 60-20 cm <input type="checkbox"/> KG 4 20-6 cm	20. Kluftkörperform: <input type="checkbox"/> polyedrisch <input type="checkbox"/> prismatisch <input type="checkbox"/> plattig <input type="checkbox"/> säulig	
21. Trennflächenabst.: <input type="checkbox"/> TA 1 ≥ 300 cm <input type="checkbox"/> TA 2 300-100 cm <input type="checkbox"/> TA 3 100-30 cm <input type="checkbox"/> TA 4 30-10 cm <input type="checkbox"/> TA 5 10-3 cm <input type="checkbox"/> TA 6 ≤ 3 cm	22. Kluftwandung: <input type="checkbox"/> KW 1 stufig <input type="checkbox"/> KW 2 wellig <input type="checkbox"/> KW 3 eben <input type="checkbox"/> KR 1 rauh <input type="checkbox"/> KR 2 glatt <input type="checkbox"/> KR 3 poliert	23. RQD-Index: <input type="checkbox"/> 90-100% <input type="checkbox"/> 75-90% <input type="checkbox"/> 50-75% <input type="checkbox"/> 25-50% <input type="checkbox"/> $\leq 25\%$	
24. Bergwasser:	<input type="checkbox"/> keines <input type="checkbox"/> tropfend <input type="checkbox"/> fließend		
25. Quellaustritte:			
26. Vegetation:			
27. Kluftfüllung:			

28. Raumstellung der Trennflächen (Schieferung, Schichtung, Klüfte), Kluftkörpergrößen, Bemerkungen:				
29. Ermittlung der Kluftziffer und des lin. Auflockerungsgrades:				
	Anzahl der Klüfte	Linearer Auflockerungsgrad	Meßgeradenlängen	Meßgeradenorientierungen
0°				
45°				
90°				
135°				
Trennflächenziffer:		Mittlerer Trennflächenabst.:		
30. Proben (Bezeichnung, Nummer):				
31. Photo (Blickrichtung, Nummer):				

Abb. 7: Aufnahmeformblätter. – Fig. 7: Checklists.

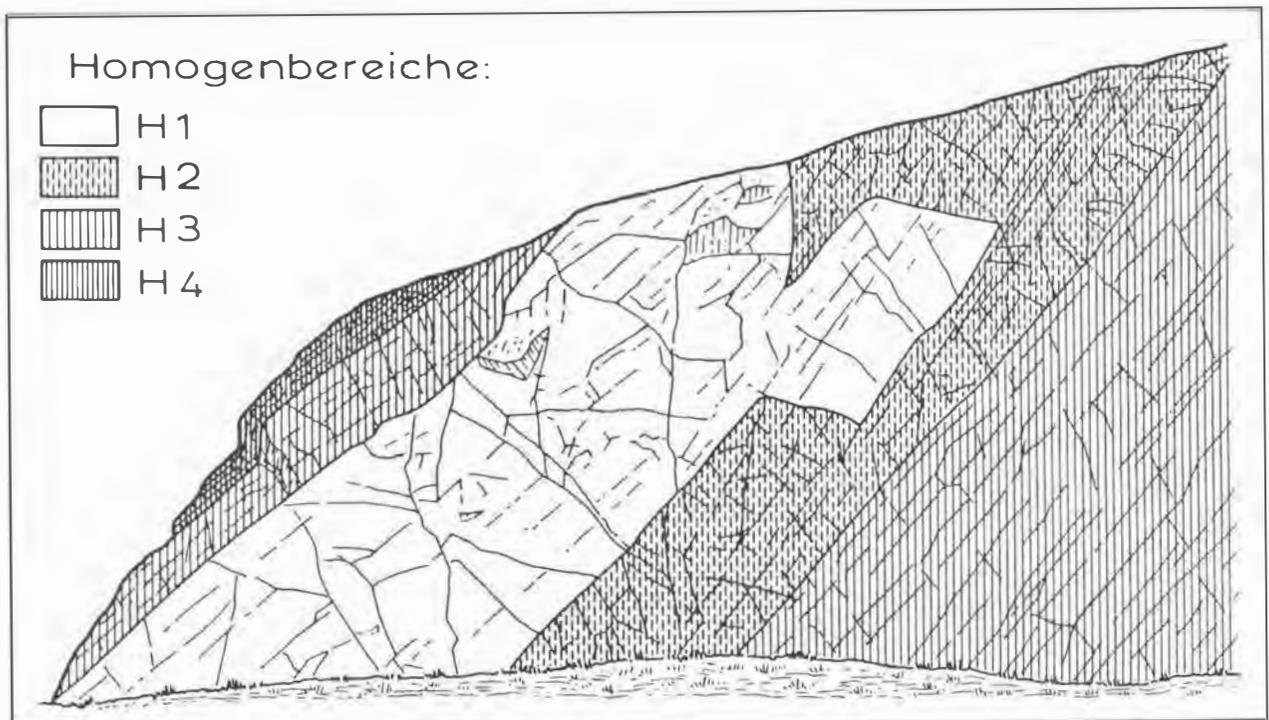


Abb. 8: Oben: Felsböschung; Es stehen hier massige, bereichsweise bankige und verschieden intensiv geklüftete Marmore, Biotitschiefer und Quarzite an.

Unten: Skizze des oben abgebildeten Aufschlusses mit Unterteilung in vier Homogenbereiche. Homogenbereich H 1: weitständig geklüfteter Marmor; H 2: intensiv geklüfteter Marmor; H 3: Biotitschiefer; H 4: intensiv geklüfteter Quarzit.

Fig. 8: Above: Outcrop with massiv and bedded marbles, particullary intensive jointed, biotiteschists, and quartzits. Below: Sketch of the outcrop with subdivision in four homogeneous areas. Homogeneous area 1: Discontinuity spacing is very widely; H 2: Closely spaced marble; H 3: Biotiteschist; H 4: Very closly spaced quartzite.

1. Projekt: <i>Steinbruch</i>		2. Bearbeiter: <i>Rockenschäubl</i>	3. Dat.: 14.3.1991
4. Lokalität: <i>Steinbruch Eibenstein, NÖ</i>			
5. Gesteinsbezeichnung: <i>Kalkmarmor</i>		6. Mineralbestand: <i>Kalzit</i>	
8. Anzahl der Homogenbereiche: <i>4</i>		7. Raumst. d. Aufschl.: <i>180/80</i>	
		9. Nr. des Homogenbereiches: <i>1</i>	
10. Gefügemerkmale: <i>mäßig geschieferter Kalkmarmor;</i>			
11. Korngröße: <input type="checkbox"/> ≥ 30 mm <input type="checkbox"/> 5-30 mm <input type="checkbox"/> 1-5 mm <input checked="" type="checkbox"/> ≤ 1 mm	12. Verwitterung: <input checked="" type="checkbox"/> V 1 unverwittert <input type="checkbox"/> V 2 angewittert <input type="checkbox"/> V 3 verwittert <input type="checkbox"/> V 4 entfestigt	13. Gesteinsfestigkeit: <input checked="" type="checkbox"/> GF 1 sehr fest <input type="checkbox"/> GF 2 fest <input type="checkbox"/> GF 3 mäßig fest <input type="checkbox"/> GF 4 brüchig	
14. Punktlastindex: <input type="checkbox"/> Is 1 ≥ 8 N/mm ² <input checked="" type="checkbox"/> Is 2 4-8 N/mm ² <input type="checkbox"/> Is 3 2-4 N/mm ² <input type="checkbox"/> Is 4 ≤ 2 N/mm ²	15. Gebirgsverband: <input checked="" type="checkbox"/> VB 1 sehr gut <input type="checkbox"/> VB 2 gut <input type="checkbox"/> VB 3 mäßig <input type="checkbox"/> VB 4 gering	16. Gr. KA: <i>2,5 m</i> Kl. KA: <i>0,3 m</i>	
		17. Gr. Kk: <i>2 x 2 x 1,5 m</i> Kl. Kk: <i>0,5 x 0,5 x 0,3 m</i>	
18. Lin. Auflockerung: <input checked="" type="checkbox"/> AG 1 ≤ 5 mm <input type="checkbox"/> AG 2 5-15 mm <input type="checkbox"/> AG 3 15-30 mm <input type="checkbox"/> AG 4 ≥ 30 mm	19. Kluftkörpergröße: <input type="checkbox"/> KG 1 ≥ 200 cm <input checked="" type="checkbox"/> KG 2 200-60 cm <input type="checkbox"/> KG 3 60-20 cm <input type="checkbox"/> KG 4 20-6 cm	20. Kluftkörperform: <input checked="" type="checkbox"/> polyedrisch <input type="checkbox"/> prismatisch <input type="checkbox"/> plattig <input type="checkbox"/> säulig	
21. Trennflächenabst.: <input type="checkbox"/> TA 1 ≥ 300 cm <input checked="" type="checkbox"/> TA 2 300-100 cm <input type="checkbox"/> TA 3 100-30 cm <input type="checkbox"/> TA 4 30-10 cm <input type="checkbox"/> TA 5 10-3 cm <input type="checkbox"/> TA 6 ≤ 3 cm	22. Kluftwandung: <input type="checkbox"/> KW 1 stufig <input checked="" type="checkbox"/> KW 2 wellig <input type="checkbox"/> KW 3 eben <input checked="" type="checkbox"/> KR 1 rauh <input type="checkbox"/> KR 2 glatt <input type="checkbox"/> KR 3 poliert	23. RQD-Index: <input type="checkbox"/> 90-100% <input type="checkbox"/> 75-90% <input type="checkbox"/> 50-75% <input type="checkbox"/> 25-50% <input type="checkbox"/> ≤ 25%	
24. Bergwasser: <input checked="" type="checkbox"/> keines <input type="checkbox"/> tropfend <input type="checkbox"/> fließend			
25. Quellaustritte: <i>keine</i>			
26. Vegetation: <i>Nadelwald</i>			
27. Kluftfüllung: <i>keine</i>			

28. Raumstellung der Trennflächen (Schieferung, Schichtung, Klüfte), Kluftkörpergrößen, Bemerkungen:				
150/45	012/30	176/33	200/33	274/50
270/40	140/60	004/50	220/45	275/50
270/45	125/50	000/48	178/55	200/84
284/45	125/60	318/40	028/65	255/45
290/50	145/45	132/50	145/25	030/65
015/10	142/58	135/32	150/30	140/50
035/55	118/55	134/60	120/65	182/88
020/35	170/68	140/30	122/80	350/88
192/78	178/30	185/70	358/45	352/85
162/60	180/30	160/85	352/87	170/85
<i>Schieferung 285/40</i>				
29. Ermittlung der Kluftziffer und des lin. Auflockerungsgrades:				
	Anzahl der Klüfte	Linearer Auflockerungsgrad	Meßgeradenlängen	Meßgeradenorientierungen
0°	<i>2</i>	<i>1 mm/m</i>	<i>2 m</i>	<i>180/85</i>
45°	<i>3</i>	<i>2 mm/m</i>	<i>5 m</i>	<i>230/50</i>
90°	<i>6</i>	<i>1 mm/m</i>	<i>10 m</i>	<i>270/00</i>
135°	<i>3</i>	<i>2 mm/m</i>	<i>4 m</i>	<i>130/50</i>
Trennflächenziffer: <i>0,7</i> Mittlerer Trennflächenabst.: <i>1,5 m</i>				
30. Proben (Bezeichnung, Nummer):				
<i>E 1 Marmor</i>				
<i>E 2 Biotitschiefer</i>				
<i>E 3 Quarzit</i>				
31. Photo (Blickrichtung, Nummer):				
<i>1. u. 2. Aufsicht - Überblick</i>				
<i>3. Detail aus Homogenbereich 2</i>				

Abb. 9: Ausgefüllte Formblätter für den Homogenbereich H 1 des in Abb. 8 dargestellten Aufschlusses.
Fig. 9: Filled in checklists for the homogeneous area H 1, which is shown in Fig. 8.

5. Literatur

- BROSCH, F. J. & RIEDMÜLLER, G. (1987): Ein Beitrag zur Baugeologischen Erfassung von Bodenklassen beim Abtrag von Felsböschungen. — Österr. Ingenieur- u. Arch. Zeitschrift (ÖIAZ), **132/1**, 19–23, Wien.
- DEUTSCHE GESELLSCHAFT FÜR ERD- UND GRUNDBAU (1982): Grundbegriffe der Felsmechanik und der Ingenieurgeologie. — 426 S, 26 Abb., Glück Auf Ges. m. b. H., Essen.
- INTERNATIONAL SOCIETY OF ROCK MECHANICS (1978): Suggested method for petrographic description of rocks. — Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., **15**, 41–45.
- INTERNATIONAL SOCIETY OF ROCK MECHANICS (1984): Suggested Method for determining Point Load Strength. — Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., **21**, 53–60.
- DGEG (1982): Grundbegriffe der Felsmechanik und der Ingenieurgeologie. — 426 S, 46 Abb., Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau.
- LEMP, CH. & NATHAU, O. (1985): Mechanische Eigenschaften von Störungen und Verwitterungszonen im Granitgebirge und deren genetische Charakterisierung. — Univ. Karlsruhe, 175–183, Karlsruhe.
- MATULA, M. (1981): Rock and soil description for engineering geological mapping report by the IAEG Commission on engineering geological mapping. — Bull. Int. Ass. Eng. Geol., **19**, 364–371, Krefeld.
- MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau, Bd. 1, Theoretischer Teil, Felsbau über Tage. — 624 S, Stuttgart (Enke).
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. & WEISS, E.H. (1985): Ingenieurgeologische Probleme bei der Boden- und Felsklassifikation im Autobahnabschnitt A 2. — Felsbau, Fachz. f. Geomech. u. Ing. Geol. i. Bauwesen., **3/4**, 218–223, Wien.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. & PÜCHL, G. (1988): Die Standsicherheit von künstlichen Böschungen in Phylliten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 43–78, 23 Abb., Wien.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. & ROCKENSCHAUB, M. (1990): Ingenieurgeologische Charakteristika zur Felsklassifizierung. — BM f. Wirtsch. Angelegenheiten, Straßenforschung, 380, Wien.
- STINI, J. (1922): Technische Geologie. — 789 S, 463 Abb., 1 Karte, Stuttgart (Enke).

Untersuchungen zur Entwicklung hochmineralisierter Grundwässer im nordwestlichen Randbereich des südlichen Wiener Beckens

Highly mineralized groundwaters along the
northwestern margin of the southern Viennese Basin
and their possible developments

S. GIER

mit 21 Abbildungen und 3 Tabellen

Schlüsselwörter:

Südliches Wiener Becken
Grundwasser
Mineralisierung
Kontamination

Keywords:

Southern Viennese Basin
Groundwater
Mineralization
Contamination

Adresse der Autorin:
Address of the authoress:

Mag. Susanne Gier
Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1
A-1010 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	54
Abstract	54
1. Einleitung und Problemstellung	54
2. Geologie, Tektonik, Hydrogeologie und Hydrodynamik	55
2.1. Geologie und Tektonik	55
2.1.1. Übersicht zur Lithologie und Tektonik des Beckenrandes und seiner hydrogeologischen Wertigkeit	55
2.1.2. Überblick zur Lithologie, Tektonik und hydrogeologischen Wertigkeit des Wiener Beckens und seiner randlichen Störungszonen	55
2.2. Hydrogeologisch-hydrodynamisches Gesamtkonzept	57
2.3. Voruntersuchungen und Folgerungen	57
2.3.1. Möglichkeiten zum Aufdringen hochmineralisierter Wässer an Störungszonen	59
2.3.2. Überlegungen zur einzugsgebietsbedingten Mineralisierung der Wässer	59
2.3.3. Notwendigkeit hydrochemischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen zur Lösung der Problematik	59
3. Hydrochemie	59
3.1. Wasserprobennahme	59
3.2. Hydrochemische Daten	59
3.2.1. Darstellung der Analysenergebnisse	61
3.2.1.1. Piper-Diagramme	63
3.2.1.2. Flächenmäßige Darstellung der Wasserprobennahmepunkte im Koordinatensystem	63
3.3. Folgerungen	63
4. Sedimentpetrographie	65
4.1. Probennahme	65
4.2. Sedimentuntersuchungen	65
4.2.1. Granulometrische Zusammensetzung der Sedimente	65
4.2.2. Mineralogische und chemische Zusammensetzung der Sedimente	65
4.2.2.1. Röntgendiffraktionsanalyse	65
4.2.2.2. Röntgenfluoreszenzanalyse	67
4.3. Folgerungen	67
5. Elutionen, Perkolationen und Filtrate	67
5.1. Elutionen („batch-Versuche“)	67
5.2. Perkolationen	67
5.3. Filtrate	68
5.4. Folgerungen	68
5.5. Aussagen aus der chemischen Zusammensetzung der Eluate, Perkolate und Filtrate im Vergleich mit der Chemie der Grundwässer	69
6. Anthropogene Einflüsse	69
7. Literatur	72

Contents

	page
Zusammenfassung	54
Abstract	54
1. Introduction	54
2. Geology, Tectonics, Hydrogeology and Hydrodynamics	55
2.1. Geology und tectonics	55
2.1.1. General view of the lithology and tectonics of the margin of the basin and its hydrogeological value	55
2.1.2. General view of the lithology, tectonics and hydrogeological value of the Viennese Basin and its marginal fault zones	55
2.2. Hydrogeological-hydrodynamical conception	57
2.3. Preliminary investigations and conclusions	57
2.3.1. Intruding waters along fracture zones	59
2.3.2. Influence of the catchment area	59
2.3.3. Necessity of hydrochemical and sedimentary-petrographical analysis to solve the problems	59
3. Hydrochemistry	59
3.1. Watersampling	59
3.2. Hydrochemical data	59
3.2.1. Presentation of the analytical data	61
3.2.1.1. Piper-diagrams	63
3.2.1.2. Areal presentation of the locations of water-sampling in the system of coordinates	63
3.3. Conclusions	63
4. Sedimentary Petrography	65
4.1. Sampling	65
4.2. Sedimentary analysis	65
4.2.1. Granulometrical analysis	65
4.2.2. Mineralogical and chemical composition	65
4.2.2.1. X-ray diffraction analysis	65
4.2.2.2. Fluorescent X-ray analysis	67
4.3. Conclusions	67
5. Elutions, Percolations and Filtrates	67
5.1. Elutions ("batch-tests")	67
5.2. Percolations	67
5.3. Filtrates	68
5.4. Conclusions	68
5.5. Comparison of the chemical composition of the eluates, percolates and filtrates with the chemical composition of the groundwaters	69
6. Anthropological Influences	69
7. References	72

Zusammenfassung

Schädigungen der Vegetation durch Bewässerungen aus Hausbrunnen waren erste Hinweise auf hochmineralisierte oder schadstoffbelastete Grundwässer im Gebiet zwischen Perchtoldsdorf und Gumpoldskirchen im Südwesten von Wien.

Die Problemstellung dieser Arbeit war demnach Untersuchungen gewidmet, die Möglichkeiten zur Entstehung dieser Wässer im angesprochenen Gebiet abzuklären und zu diskutieren, wobei zunächst prinzipiell an Störungszonen des Beckenrandes aufdringende Wässer, die Geologie des Einzugsgebietes, mögliche Aufmineralisierungen des Grundwassers beim Durchgang durch feinkörnige Sedimente sowie anthropogene Beeinflussungen als denkbare Ursachen angesehen wurden.

Aufgrund von Verteilungsmustern der in einem ersten Untersuchungsgang gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten konnten wesentliche Aufmineralisierungen über Störungszonen sowie geologisch bedingte Einflüsse über das Einzugsgebiet der Grundwässer ausgeschlossen werden.

Die höchsten, im Arbeitsgebiet gemessenen Daten konzentrieren sich demnach um Siedlungsgebiete in Brunn/Geb. und in Guntramsdorf. Angeschlossene detaillierte, hydrochemische Untersuchungen der Grundwässer dieser Bereiche ergaben im Gegensatz zu den anderen Grundwässern des Untersuchungsgebietes sehr hohe Konzentrationen unterschiedlichster Ionenqualitäten, vor allem aber von Calcium-, Sulfat- und den Chloridionen.

Um allfällige Zusammenhänge zwischen der Hydrochemie der Grundwässer und der granulometrischen und mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente aufzuzeigen, wurden Sedimentproben in den Gebieten hochkonzentrierter Grundwässer gezogen, Elutions- und Perkolationsuntersuchungen durchgeführt und über spezifische Parameterkorrelationen der Ergebnisse Möglichkeiten zur Erklärung dieser hydrochemischen Gegebenheiten gesucht.

Vergleiche der mineralogischen und granulometrischen Beschaffenheit der Sedimente mit den hydrochemischen Daten von Eluat, Perkolat, Filtrat und denen der hochkonzentrierten Grundwässer ergaben, daß nur ein geringer Anteil der Calcium- und Sulfatkonzentrationen über sedimentverursachte Aufmineralisierung erklärt werden kann.

Hohe Gehalte an Natrium, Chlorid, Nitrat, Bor, Zink und anderen Ionen sind dagegen mit dem Stoffbestand der angetroffenen Sedimente nicht korrelierbar und müssen anthropogenen Einflüssen zugeschrieben werden. Die Nähe der Probenpunkte zu Deponien und die lokalen hydrologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten unterstützen zusätzlich derartige Vermutungen, die auch durch nahegelegene Industriestandorte, in Verbindung mit extremen Io-

nenqualitäten und -anreicherungen im Grundwasser, weitere Erhärtung finden.

Abstract

First indications of highly mineralized or contaminated groundwaters in the area between Perchtoldsdorf and Gumpoldskirchen were given by vegetation damages caused by watering the plants out of wells.

The development of such groundwaters was the question investigated and discussed in this paper.

The possibilities for the development of such high mineralizations were as follows: waters coming up along fault zones bordering the margin of the Viennese Basin, the geology of the catchment area, an increase of the mineralization caused by migration through fine-grained sediments or by anthropological influences.

Loggings of the electrical conductance of the waters in this area showed a certain pattern which excluded the hypothesis of highly mineralized waters caused by intruding gases or waters out of fault zones or the influence of the geology within the catchment area.

The highest data measured in this area were concentrated around the villages of Brunn/Geb. and Guntramsdorf. Detailed hydrochemical analysis of the groundwaters from these specific areas revealed very high ion concentrations of above all calcium, sulphate and chloride in comparison to the other samples.

To correlate the hydrochemistry of the groundwater with the granulometric and mineralogical composition of the sediments, samples were taken in the areas of the highly concentrated groundwaters. These sediments underwent the special treatments of elution and percolation for the purpose of comparing the hydrochemical results of the elution and percolation with those of the groundwater.

This correlation demonstrated that only a minor part of the ion concentrations of calcium and sulphate in the groundwater could have been caused by the composition of the sediments.

The other high ion concentrations, like those of sodium, chloride, nitrate, boron, zinc and others can not be correlated with the mineralogical composition and are therefore an indication of anthropological influences. The short distance of the occurrence of the highly ionized groundwaters to disposal- and industrial sites together with local hydrological factors give further confirmation for this presumption.

1. Einleitung und Problemstellung

Die vorliegende Arbeit ist die Kurzfassung einer in den Jahren 1989 und 1990 am Institut für Petrologie der Universität Wien entstandenen Diplomarbeit

(Betreuung: Prof. KURZWEIL), die sich mit der Entwicklung hochmineralisierter Grundwässer im Bereich zwischen Perchtoldsdorf und Gumpoldskirchen, am Nordwestrand des südlichen Wiener Beckens, auseinandersetzt (Abb. 1).

Initiiert wurde dieses Thema von der niederösterreichischen Landesregierung, Abt. Wasserbau, die durch Besitzer von Hausbrunnen, nach Vegetationsschäden durch Beregnung, alarmiert wurde. Eingeleitete Untersuchungen zeigten z. T. sehr hohe Ionenkonzentrationen, deren Entstehung bzw. Verbreitung einer Klärung bedurfte.

Folgende Hypothesen wurden in Betracht gezogen:

1. Aufdringen hochmineralisierter Wässer an Störungszonen des Beckenrandbereiches.
2. Hohe Mineralisierung bedingt durch die Geologie des Einzugsgebietes.
3. Aufmineralisierung der Wässer beim Durchgang durch feinkörnige, neogene Sedimente.
4. Anthropogene Einflüsse als Ursache für den hohen Mineralisierungsgrad der Grundwässer.

Die nachfolgenden Untersuchungen sind der Klärung dieser Möglichkeiten gewidmet.

Die Kenntnis von Geologie, Tektonik und Lithologie sowie der generellen hydrogeologischen und hydrodynamischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet sind dafür notwendige Voraussetzungen.

2. Geologie, Tektonik, Hydrogeologie und Hydrodynamik

2.1. Geologie und Tektonik

Das untersuchte Gebiet liegt am Abbruch der Nördlichen Kalkalpen gegen das Wiener Becken und beinhaltet somit Anteile des mesozoischen Beckenrandes, der randlichen Störungszonen und der Neogenfüllung des Wiener Beckens (Abb. 1).

2.1.1. Übersicht zur Lithologie und Tektonik des Beckenrandes und seiner hydrogeologischen Wertigkeit

In einem von Nord nach Süd angelegten Profil treten im Norden des Untersuchungsgebietes Teile des Frankfeler-Lunzer Deckensystems an das Becken heran, welches sich als steilstehendes Falten- und Schuppen-system mit rücküberkippter Überschiebungsfrent zeigt (G. WESSELY, 1983). Lithologisch betrachtet liegt in diesem Abschnitt eine mesozoische Kalk- und Dolomitabfolge vor.

Über dieses Deckensystem transgredierte die Oberkreideabfolge der Gießhübler Mulde mit Konglomeraten, Brekzien, Sandsteinen, Mergeln und Kalken (A. TOLLMANN, 1985), die durch eine

mehrere hundert Meter mächtige Turbiditfolge der Gießhübler Schichten des Maastricht-Paleozäns überlagert wird (G. WESSELY, 1983).

Vom mittleren kalkalpinen Deckenstapel (Ötscherdeckensystem) tritt nur die Gölledercke an den Beckenrand heran.

Sie überschiebt die Gießhübler Mulde im Gebiet von Hinterbrühl nordvergent, wobei eine Stirnzone aus Werfener Schichten mit Evaporiten (Gipshaselgebirge der Hinterbrühler Seegrotte) zur Ausbildung gelangt (G. WESSELY, 1983).

In diesem permoskythischen Sockel können Schürflinge ausgeschieden werden, die der tektonischen Basis entstammen.

Im Hangenden, weiter gegen Süden, folgen die geringmächtigen Ablagerungen der Mitteltrias und des Karn.

Hauptbaustein der einen wesentlichen Teil des Untersuchungsgebietes begrenzenden und bis zum Südrand des Untersuchungsgebietes reichenden Gölledercke (Anninger Masse) ist der 1500 m mächtige Hauptdolomit. Mit diesem durch Wechsellagerung verbunden folgt der hangende, 500 m mächtige Dachsteinkalk (B. PLÖCHINGER, 1979).

Darauf liegen noch lokal begrenzt und geringmächtig Kössener Schichten und Ablagerungen des Jura meist in karbonatischer Ausbildung.

Der hier umrissene Teil des alpinen Baus setzt sich mit allen Zonen im Untergrund des Wiener Beckens fort, wie dies durch zahlreiche Bohrungen der ÖMV AG belegt werden konnte (G. WESSELY, 1974 und 1983).

Aus hydrogeologischer Sicht sind die Kalke und Dolomite des Einzugsgebietes ausgezeichnete Kluft- und Karstwasserleiter. Dies gilt im besonderen für den mächtig ausgebildeten Hauptdolomit, der intensiv geklüftet, das Untersuchungsgebiet vom Raum Mödling bis zum Südrand begrenzt und daher für die hydrogeologische Gesamtbewertung des Einzugsgebietes von entscheidender Bedeutung ist. Der Dolomit fungiert auch als Karstwasserspeicher mit relativ hoher Speicherkapazität (W. PROHASKA, 1983).

Die im Bereich der Gießhübler Mulde vorkommenden Sandsteine wirken dagegen generell als relative Grundwasserstauer, können aber entlang bevorzugter Wegigkeiten als grundwasserleitende Schichten in Erscheinung treten.

Schließlich sind die im Raum Hinterbrühl an der Stirnzone der Gölledercke verbreiteten Werfener Schiefer hydrogeologisch als Staukörper einzustufen.

2.1.2. Überblick zur Lithologie, Tektonik und hydrogeologischen Wertigkeit des Wiener Beckens und seiner randlichen Störungszonen

Generell charakterisiert entspricht das Wiener Becken einem tektonischen Zerrungsbecken, das im

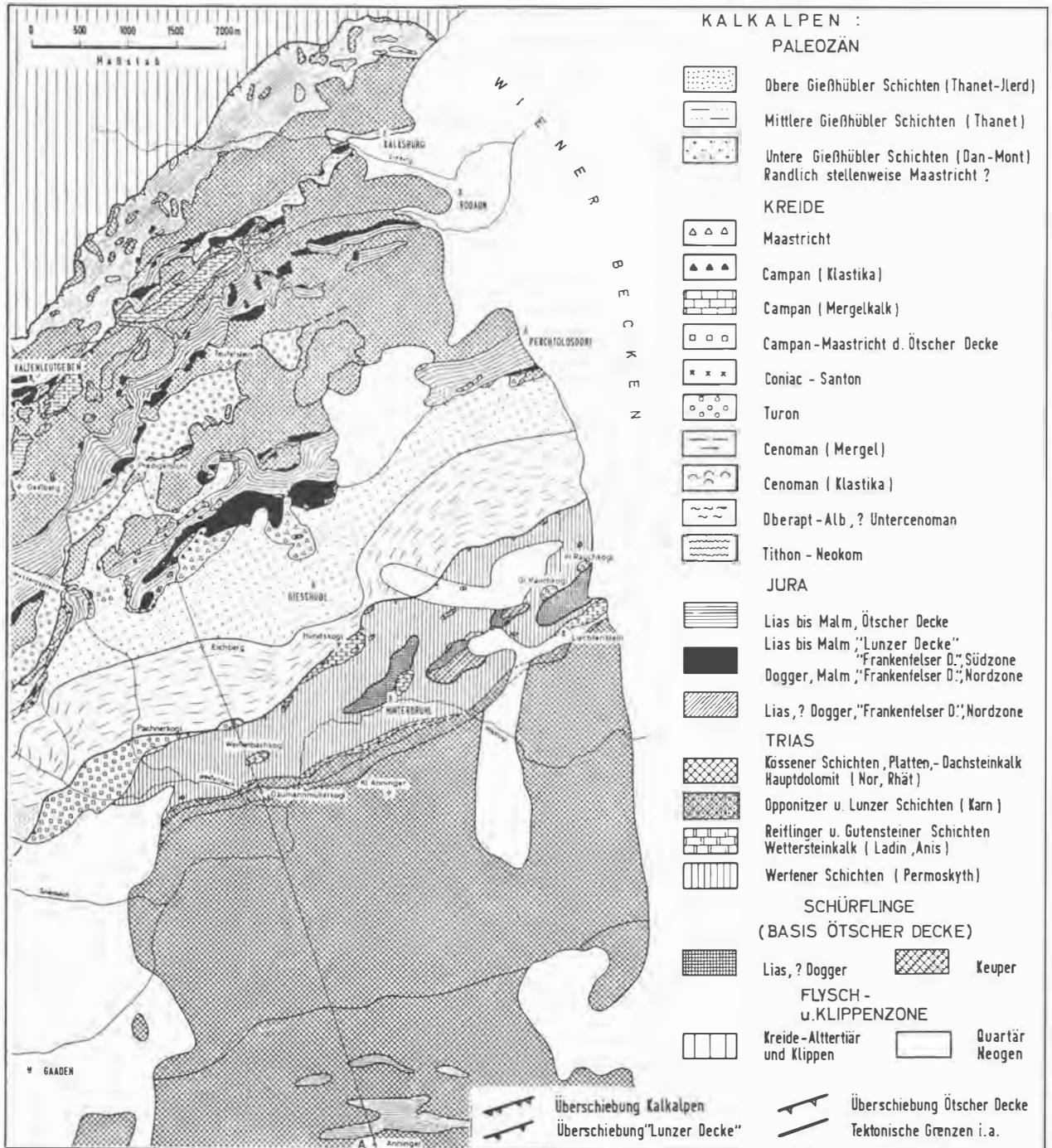


Abb. 1: Geologische Übersicht über den Nordabschnitt der Kalkalpen bei Wien (G. WESSELY, 1974).
Fig. 1: Geology of the Northern Calcareous Alps next to Vienna (G. WESSELY, 1974).

Grenzbereich des Alpen- und Karpatenkörpers eingebrochen ist. Die Anordnung der Bruchlinien entlang der sogenannten „Thermenlinie“ im Westen (Bad Fischau, Leobersdorf, Bad Vöslau, Baden, Mödling, Meidling) zeigt gegenüber der Neogenfüllung des Beckens ein System von Staffelbrüchen, die den Beckenrand teufenmäßig gliedern. Im Westteil des Beckens blieb auf diese Weise eine breite, nur wenige hundert Meter abgesenkte, rampenförmige Staffel stehen, bevor durch den Leopoldsdorfer Bruch die Hauptabsenkung der Sedimente in eine Beckentiefe von mehreren Kilometern erfolgte (A. TOLLMANN, 1985).

Der Haupteinbruch des Beckens begann im Baden. Die syntektonisch abgelagerte Badener Serie besteht aus marinen Mergel- und Sandsteinfolgen im Beckeninneren (bis 1500 m mächtig), an den Beckenrändern kommt es hingegen zur Bildung von grobklastischen Strandsäumen und Lithothamnienplattformen.

Das Sarmat zeigt brackische Entwicklung: Die Beckensedimente bestehen aus Mergeln und Sandsteinhorizonten (bis 2000 m mächtig), die Ränder aus sandig-kalkigen Ablagerungen.

Im Pannon nahm die Aussüßung zu, die tieferen Abschnitte des Beckenbereiches (bis 1000 m mächtig) bestehen ebenfalls aus Mergeln mit sandigen Einschaltungen, auch erhöht sich die Sandschüttung gegen das Hangende.

Im Pont wird die zunehmende Verlandung durch bereichsweise kiesige Sedimente unterstrichen (G. WESSELY, 1983).

Darüber lagert eine mehr oder weniger zusammenhängende Decke pleistozäner Schotter (H. KÜPPER, 1954).

Zur hydrogeologischen Wertigkeit dieses Bereiches ist prinzipiell anzumerken, daß bestimmte Lagen von Sandsteinen innerhalb des Baden, Sarmat und Pannon beträchtliche intergranulare Porosität aufweisen, die Permeabilität jedoch vom Zementations- oder Vermergelungsgrad der Gesteine abhängt (G. WESSELY, 1983).

Die Sand- und Schotterbereiche der oberflächennahen Ablagerungen des Wiener Beckens sind dagegen generell als potentielle Grundwasserleiter auszuweisen, die feinkörnigen, mergeligen Lagen jedoch als Stauer.

2.2. Hydrogeologisch – hydrodynamisches Gesamtkonzept

Nach Unterlagen der niederösterreichischen Landesregierung ist die allgemeine hydrogeologische Situation im Bereich Kalkalpenostrand-Wiener Becken durch ein Abströmen des Grundwassers in Richtung des Beckens charakterisiert. Das von den Alpen kommende, West-Ost-strömende Grundwasser dreht

später im Beckenbereich in nordöstliche Richtung (Abb. 2).

Für die Frage nach Aufmineralisierung der Grundwässer durch an den Störungszonen aufdringende Wässer ist die Hydrodynamik der Beckenrandzone von wesentlicher Bedeutung.

Ersten Überlegungen von M. VENDEL (1962) folgte eine weiterführende Theorie von G. WESSELY (1983), der aus den durch Tiefbohrungen der ÖMV bekannten Daten auf die Hydrodynamik der Randzone dieses Bereiches schloß:

Die Kalkalpenanteile im Untergrund werden demnach in großer Tiefe von kalten, beckenwärts strömenden Wässern durchflossen, wobei dies besonders auf die mächtigen und klüftigen Dolomite der Göllerdecke zutrifft. Die Wässer werden hierbei erwärmt und mineralisiert, steigen dadurch an dem für sie wegsamen Bruchsystem des Leopoldsdorfer Verwurfes hoch und fließen in porösen neogenen Gesteinen zum Bruchsystem des Beckenrandes zurück, wo sie endgültig an der sogenannten „Thermenlinie“ an die Oberfläche treten.

Thermen im eigentlichen Sinn treten aber nur punktuell entlang der gesamten Länge des Ausstriches der Grenze kalkalpine Klüftgesteine – Tegelfüllung des Beckens auf (T. GATTINGER & H.KÜPPER, 1964).

2.3. Voruntersuchungen und Folgerungen

Um einen Überblick über das Auftreten bzw. die lokale Verbreitung von Wässern mit hohen Mineralisierungsgraden in bezug auf die Geologie des Einzugsgebietes und die Störungszonen zu bekommen, wurden in einem ersten Untersuchungsgang im April 1989 die elektrischen Leitfähigkeiten der Wässer an ausgewählten Brunnen, Quellen und Oberflächengewässern gemessen.

Wie aus Abb. 2 ersichtlich ist, lassen sich die Bereiche, in denen stark erhöhte Leitfähigkeiten ($> 1500 \mu\text{S}/\text{cm}$; in der Karte in gelber und roter Farbe ausgeschieden) der Grundwässer auftreten, lokal scharf abgrenzen. Sie erstrecken sich somit keineswegs über den gesamten nordwestlichen Randbereich des südlichen Wiener Beckens, wie vorerst angenommen wurde, sondern konzentrieren sich um Siedlungsgebiete in Brunn/Geb. und Guntramsdorf.

Durch eine zusammenfassende graphische Darstellung von Geologie, Tektonik und den oben angeführten Leitfähigkeitsmessungen in Abb. 2 wird versucht, die in der Einleitung gestellten Fragen nach den Wertigkeiten der Störungszonen und der Geologie des Einzugsgebietes als Ursachen für das Zustandekommen hochmineralisierter Wässer im Randbereich des Wiener Beckens zu beantworten.

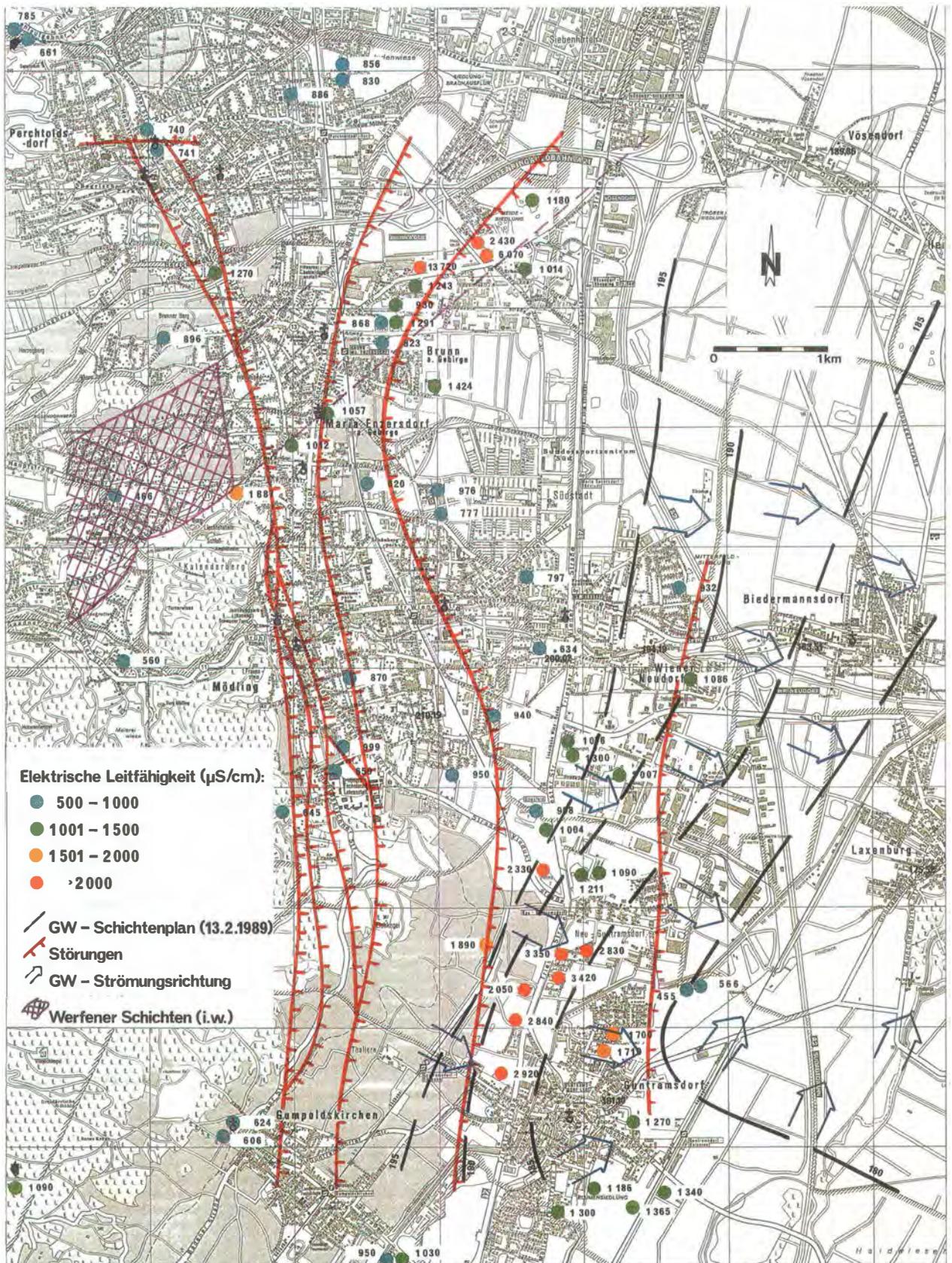


Abb. 2: Verteilungsmuster der elektrischen Leitfähigkeiten (ELF) mit tektonischen Störungszonen, Grundwasserschichtenplan und Zone der gipsführenden Werfener Schichten.

Fig. 2: Distributional pattern of the electrical conductance, with fault zones, water table contour lines, and the zone of the gypsum-bearing „Werfener Schichten“.

2.3.1. Möglichkeiten zum Aufdringen hochmineralisierter Wässer an Störungszonen

Das Verteilungsmuster der elektrischen Leitfähigkeiten in Verbindung mit den Störungen am Westrand des Beckens (aus der Strukturkarte „Oberkante Sarmat“ von H. UNTERWELZ, 1976) und einem Grundwasserschichtenplan vom 13. 02. 1989 (Abb. 2) schließt Zusammenhänge zwischen hoher Mineralisierung der Wässer und dem tektonischen Bauplan des Untersuchungsgebietes aus.

Es ist dies nicht nur mit dem eng begrenzten räumlichen Auftreten der hochmineralisierten Wässer bei Brunn/Geb. und Guntramsdorf zu begründen, sondern auch mit Angaben bei H. KÜPPER (1951), wonach die Haupttrandstörung bei Brunn/Geb. keine bevorzugte Wasserwegigkeit erkennen läßt und demnach auch aus dieser Sicht Aufmineralisierungen von Oberflächenwässern durch aufdringende Tiefenwässer für die gegenständliche Problematik nicht in Frage kommen.

Diese Beurteilung wird auch durch teilweise Wasserwegigkeiten längs der Hauptstörung, z. B. bei Mödling, nicht eingeschränkt, zeigen doch die elektrischen Leitfähigkeiten in diesem Bereich für das Gebiet normale, niedrige Mineralisierungen und keine Zusammenhänge mit den hohen Mineralisierungsgraden in Brunn/Geb. und in Guntramsdorf.

2.3.2. Überlegungen zur einzugsgebietsbedingten Mineralisierung der Wässer

Zwischen der chemischen Beschaffenheit des Grundwassers und der petrographischen Zusammensetzung des Speichergesteins besteht prinzipiell ein enger Zusammenhang, der sich umso deutlicher auswirkt, je löslicher die gesteinsbildenden Minerale sind, bzw. je schneller ihre Zersetzung erfolgt und je größer die Kontaktfläche und Kontaktzeit zwischen Gestein und Grundwasser beschaffen ist (G. MATTHESS, 1990).

Gesteine, die gipsführend sind, bewirken durch die gute Löslichkeit des Gipses (2,08 g/l nach H. J. VOIGT, 1990) höhere elektrische Leitfähigkeiten im Grundwasser als z. B. Dolomite und Kalke.

Die das Einzugsgebiet beherrschenden Gesteine sind die Dolomite der Göllederdecke mit an ihrer Stirnzone liegenden gipsführenden Werfener Schichten, die durch partiell bevorzugte Löslichkeit hohe Leitfähigkeiten im Grundwasser hervorrufen können.

Intensive Auslaugungsprozesse entwickeln sich in diesem Zusammenhang besonders in den Ausstrichbereichen solcher Gesteine an der Erdoberfläche, da diese morphologische Position die intensive Zirkulation des Grundwassers, damit gleichzeitig die Auslaugung begünstigt und zwischen Lösungsaktivität und Filtrationsgeschwindigkeit eine korrelative Abhängigkeit besteht (H. J. VOIGT, 1990).

In Abb. 2 wird die Zone der Werfener Schichten mit dem Verteilungsmuster der elektrischen Leitfähigkeiten im Untersuchungsgebiet verglichen.

Dabei zeigt sich, daß entlang des Randes der Kalkalpen in diesem Abschnitt die elektrischen Leitfähigkeiten der Wässer ziemlich einheitlich entwickelt sind und nur eine Quelle im Ortsgebiet von Maria Enzersdorf als mögliche Entwässerung der Werfener Schichten (1887 $\mu\text{S}/\text{cm}$) anzusehen ist.

Die hohen elektrischen Leitfähigkeiten bei Brunn/Geb. und in Guntramsdorf können jedoch mit Einflußnahmen aus der Geologie des Einzugsgebietes nicht erklärt werden.

2.3.3. Notwendigkeit hydrochemischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen zur Lösung der Problematik

Da über die Geologie und Tektonik des Untersuchungsgebietes und seiner westlichen Begrenzung keine befriedigenden Antworten zur Entstehung der hohen Mineralisierungsgrade der Wässer gegeben werden können, wurden detaillierte hydrochemische Untersuchungen erforderlich, um herauszufinden, welche chemischen Parameter im Grundwasser für die hohen Leitfähigkeiten verantwortlich sind und welche Rückschlüsse sich auf ihre tatsächliche Herkunft ziehen lassen.

Ob die erhöhten Ionenkonzentrationen durch das langsame Migrieren der Grundwässer durch feinkörnige Sedimente entstanden sind, sollten demnach die sedimentpetrographisch-mineralogischen Untersuchungen und die darauffolgenden Korrelationen mit den chemischen Parametern der Wasseranalysen beantworten.

3. Hydrochemie

3.1. Wasserprobennahme

Die Probennahme für die erforderlichen hydrochemischen Untersuchungen erfolgte an den Oberflächengewässern, Grundwässern und Quellen, die bereits für die Bestimmungen der elektrischen Leitfähigkeiten herangezogen wurden (Abb. 2).

Genauere Angaben zu den Lokalitäten sind bei S. GIER (1990) zu entnehmen.

Die Beprobungstätigkeit erstreckte sich über den Zeitraum vom 5. 07.–13. 07. 1989.

Die Analysen wurden in den Labors der niederösterreichischen Umweltschutzanstalt in Maria Enzersdorf durchgeführt.

3.2. Hydrochemische Daten

Die hydrochemischen Untersuchungen erfolgten nach den „Anforderungen an die Beschaffenheit des Trinkwassers“ (ÖNORM M 6250).

PR	FA	ELF	PH	M-W	GH	CA	HG	FE	MN	ZN	AL	B	PV	CL	SO4	NO3	NO2	NH4	NA	K	O2	TEMP	T111	TRI	PER	CCL4	CHCL3
B1	0.4	860	7.30	6.22	28.7	133	36	0.11	0.08	0.010	0.04	0.030	4.1	26.0	165	8.2	0.020	0.05	17.5	3.5	2.7	n.b.	n.n.	n.n.	22.0	n.n.	n.n.
B2	0.2	910	7.50	6.69	27.2	129	43	0.05	0.03	0.009	0.04	0.050	4.9	39.0	145	27.0	0.030	n.n.	24.0	1.0	5.1	n.b.	n.n.	n.n.	1.0	n.n.	n.n.
B3	tr	1710	7.20	12.10	57.0	204	110	1.75	1.80	0.210	0.13	0.020	19.1	85.0	455	1.0	n.n.	0.80	16.0	3.4	n.b.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
B4	1.4	830	8.00	4.80	21.2	103	31	0.19	0.05	0.180	0.09	0.050	9.5	97.0	88	25.0	n.n.	0.15	34.0	3.0	8.8	n.b.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
B5	0.2	1375	7.50	8.17	36.0	164	55	0.11	0.03	4.170	0.08	0.360	7.0	79.0	178	174.0	0.110	0.10	67.5	6.0	7.2	n.b.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
B6	tr	7550	7.00	7.58	248.0	860	350	4.15	2.61	0.040	0.49	0.340	12.3	2230.0	1350	1.0	0.010	0.07	195.0	8.0	8.0	n.b.	n.b.	3.5	n.n.	n.n.	n.n.
B7	1.1	1085	8.50	2.94	29.9	80	81	0.11	0.03	0.009	0.07	0.090	19.1	108.0	390	1.0	n.n.	0.05	34.5	5.5	10.6	n.b.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
B8	1.3	1310	8.40	2.48	37.0	136	81	0.08	0.03	0.009	0.09	0.050	23.4	87.0	630	1.0	n.n.	0.15	38.0	12.0	10.4	n.b.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
B10	0.4	905	7.40	6.53	28.8	147	39	0.06	0.03	0.030	0.09	0.009	4.7	45.0	101	54.0	n.n.	n.n.	13.0	3.0	6.1	n.b.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
B11	1.5	1270	7.10	7.38	36.0	191	42	0.05	0.03	0.009	0.12	0.009	6.3	160.0	111	67.0	0.060	0.05	44.5	1.0	2.9	n.b.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
B12	1.4	2430	7.20	7.28	69.0	312	110	0.66	0.79	0.030	0.19	0.100	8.2	462.0	530	1.2	0.030	0.07	85.0	3.0	2.0	n.b.	n.n.	n.n.	18	37.0	1.0
B14	2.8	930	7.30	5.21	25.4	144	33	0.20	0.22	0.040	0.23	0.050	15.6	114.0	84	9.4	0.580	0.15	31.0	4.0	3.5	n.b.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
B15	0.1	13720	6.60	5.94	526.0	125	61	0.05	0.03	0.010	0.15	0.089	31.0	8120.0	8.0	114.0	0.050	n.n.	3.5	1.5	n.b.						
gp2	n.n.	640	7.40	5.87	21.3	105	27	0.05	0.03	0.009	0.04	0.009	3.2	6.8	46	15.3	0.030	0.05	2.0	1.0	8.8	11.6	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.b.
gp3	0.4	850	7.40	6.70	24.4	100	49	0.05	0.05	0.009	0.06	0.090	8.5	27.0	92	14.5	0.020	n.n.	20.0	10.0	2.6	18.0	50.0	n.n.	n.n.	n.n.	n.b.
gp4	tr	1280	7.70	9.63	43.0	140	100	1.41	0.06	0.820	0.11	0.040	20.2	17.1	310	15.6	0.060	1.75	6.5	6.5	2.3	13.3	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.b.
gp5	tr	1020	8.70	10.57	1.2	3.0	2.0	0.05	0.03	0.040	0.04	1.960	29.0	8.9	28	4.5	0.080	0.80	190.0	8.0	1.6	17.3	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.b.
Gt1	0.9	3780	7.00	8.53	121.0	604	130	0.16	0.03	0.110	0.27	19.500	10.0	338.0	1620	95.0	0.040	0.05	155.0	8.0	2.9	15.8	16.0	6.0	1.0	n.n.	n.n.
Gt2	0.6	2040	7.30	5.18	68.0	327	87	1.00	0.08	0.009	0.15	0.300	6.6	47.0	1020	35.0	n.n.	0.05	31.0	22.5	3.0	15.8	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt3	0.5	1180	7.60	4.73	36.0	88	94	0.29	0.03	0.040	0.04	0.150	3.8	49.0	420	4.8	n.n.	0.05	22.0	2.0	2.9	12.9	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt4	0.7	1290	8.40	3.88	39.0	103	94	0.05	0.03	0.009	0.04	0.170	15.3	66.0	560	1.0	n.n.	0.05	28.0	7.5	9.3	22.9	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt5	1.7	3640	7.60	7.44	134.0	397	220	2.0	1.68	0.050	0.27	0.240	20.1	77.0	2380	13.8	0.005	0.05	80.5	60.0	1.7	13.5	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt6	1.6	300	7.70	4.30	14.8	75	18	0.06	0.20	0.009	0.04	0.010	9.6	7.9	55	5.8	0.310	0.03	4.0	4.0	2.6	15.5	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt7	1.9	573	8.30	3.30	16.4	57	42	0.23	0.03	0.009	0.07	0.010	20.2	16.2	130	1.0	n.n.	0.05	10.0	4.5	7.6	24.5	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt8	0.1	1286	7.30	6.76	37.0	144	51	0.05	0.03	0.009	0.06	0.130	4.1	84.0	280	28.0	n.n.	n.n.	48.0	11.0	3.7	13.2	7.5	3.5	2.0	n.n.	n.n.
Gt9	1.5	1340	7.40	6.40	42.0	173	52	0.06	0.93	0.020	0.13	0.009	7.9	114.0	325	7.6	0.020	2.25	29.5	6.5	1.7	11.8	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt10	0.6	1383	7.50	5.30	43.0	165	63	0.21	0.03	0.020	0.15	0.009	5.1	112.0	400	21.0	n.n.	n.n.	28.5	6.0	2.6	12.8	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt11	0.9	1430	7.60	4.93	48.0	155	72	0.05	0.03	0.020	0.11	0.009	4.0	117.0	370	43.0	0.005	n.n.	28.0	3.5	7.4	13.3	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt12	n.n.	1380	7.40	8.51	42.0	170	59	0.07	0.03	0.370	0.11	0.070	4.0	72.0	400	18.0	0.060	n.n.	32.5	9.5	3.4	19.1	1.0	n.n.	13.0	n.n.	n.n.
Gt13	0.7	1900	7.30	7.77	56.0	196	110	0.32	0.07	0.140	0.10	0.270	7.1	74.0	785	27.0	n.n.	n.n.	52.5	65.5	3.2	13.6	1.5	1.0	n.n.	n.n.	n.n.
Gt14	3.7	2240	8.30	3.00	75.0	210	180	0.52	0.03	0.009	0.37	0.040	17.2	67.0	1280	1.0	n.n.	0.05	68.5	11.0	10.0	25.8	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt15	0.4	2030	7.40	6.4	75.0	280	98	0.06	0.03	0.020	0.21	0.009	4.3	87.0	636	138.0	0.020	0.05	28.5	4.0	5.8	12.8	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt16	0.5	2690	8.40	2.64	95.0	260	110	0.09	0.03	0.009	0.09	0.300	20.5	90.0	1690	1.0	n.n.	0.05	75.0	12.0	10.6	26.1	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt19	1.6	3620	8.20	5.38	131.0	312	280	0.21	0.06	0.009	0.21	0.180	30.0	137.0	2360	1.0	0.010	0.05	120.0	21.5	8.6	26.5	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
Gt20	tr	2870	7.40	14.29	81.0	246	130	0.13	0.37	0.010	0.16	5.110	34.0	331.0	559	7.4	n.n.	0.05	135.0	7.5	2.0	14.3	n.n.	2.0	n.n.	n.n.	n.n.
Gt21	tr	3350	7.80	14.39	133.0	384	200	0.43	0.74	0.030	0.26	0.940	34.0	107.0	1350	37.0	0.040	0.05	62.5	19.0	5.3	15.8	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
ME1	0.1	920	8.20	5.61	27.0	139	39	0.05	0.03	0.020	0.04	0.100	3.2	38.0	193	39.0	0.180	0.05	21.0	9.5	7.9	21.4	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
ME2	0.1	500	8.10	4.58	14.0	83	17	0.05	0.03	0.120	0.04	0.040	4.9	6.6	37	20.0	n.n.	0.05	12.5	n.n.	9.9	12.2	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
ME3	0.1	930	7.90	5.52	28.9	124	44	0.05	0.03	0.080	0.04	0.190	5.5	44.0	158	80.0	0.005	n.n.	27.5	4.5	6.4	16.9	2.0	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
ME4	2.7	860	8.70	4.46	28.2	77	69	0.12	0.04	0.020	0.04	1.460	24.2	37.0	290	1.0	n.n.	0.15	27.0	15.5	11.2	23.1	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
ME5	2.6	950	7.70	5.48	34.0	137	56	3.82	0.17	0.110	0.07	0.040	5.5	25.0	330	8.4	0.510	0.05	10.0	3.0	3.4	17.9	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
ME6	n.n.	1050	7.50	6.74	34.0	164	48	0.05	0.03	0.110	0.05	0.140	4.7	55.0	212	40.0	0.005	0.05	25.0	10.5	3.4	12.9	n.n.	n.n.	1.0	n.n.	n.n.
ME7	n.n.	2060	7.60	7.26	93.0	434	110	0.05	0.03	0.009	0.25	0.050	4.0	24.0	1160	3.3	n.n.	0.05	12.0	6.0	6.7	12.9	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
MO1	0.1	645	7.34	6.31	22.4	92	46	0.05	0.03	0.009	0.05	0.009	3.8	4.5	62	4.8	0.005	n.n.	3.0	1.0	5.2	15.0	n.n.	1.0	n.n.	n.n.	n.b.
MO3	4.9	352	7.75	3.03	9.5	46	16	0.19	0.04	0.009	0.31	0.009	25.0	4.4	23	4.4	0.120	0.10	4.5	6.0	5.5	20.2	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.b.
MO4	0.3	865	7.48	6.28	28.5	112	58	0.19	0.03	0.009	0.07	0.040	5.4	28.0	136	41.0	0.020	0.05	14.0	5.5	8.6	19.0	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.b.
MO6	1.5	657	7.57	4.81	20.4	93	32	0.18	0.03	0.060	0.10	0.080	5.4	12.4	96	31.0	0.020	0.05	7.5	4.0	9.6	18.3	1.5	6.0	2.0	n.n.	n.b.
MO7	1.1	902	7.83	4.03	26.0	123	42	0.05	0.03	0.009	0.08	0.020	7.0	14.4	238	39.0	0.012	0.05	18.5	13.5	6.0	13.5	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.b.
P1	0.4	1020	7.20	6.67	31.0	144	50	0.14	0.03	0.06	0.04	0.009	3.2	26.0	195	1.0	n.n.	0.15	15.0	6.0	3.2	13.6	n.n.	n.n.	2.5	n.n.	n.b.
P2	tr	995	7.16	6.63	29.7	153	46	0.69	0.08	0.009	0.04	0.009	3.5	28.0	183	1.0	n.n.	0.50	13.0	2.5	3.1	12.6	n.n.	5.0	23	n.n.	n.b.
P4	0.1	840	7.19	6.56	26.2	118	46	0.05	0.03	0.010	0.04	0.009	3.3	10.7	104	14.1	n.n.	0.05	6.5	1.5	5.4	14.3	n.n.	n.n.	2.5	n.n.	n.b.
P5	0.1	810	7.22	6.22	21.8	118	44	0.05	0.03	0.009	0.04	0.009	2.8	8.9	116	7.1	0.100	0.05	5.0	2.5	5.9	15.8	n.n.	n.n.	5.0	n.n.	n.b.
P6	0.1	725																									

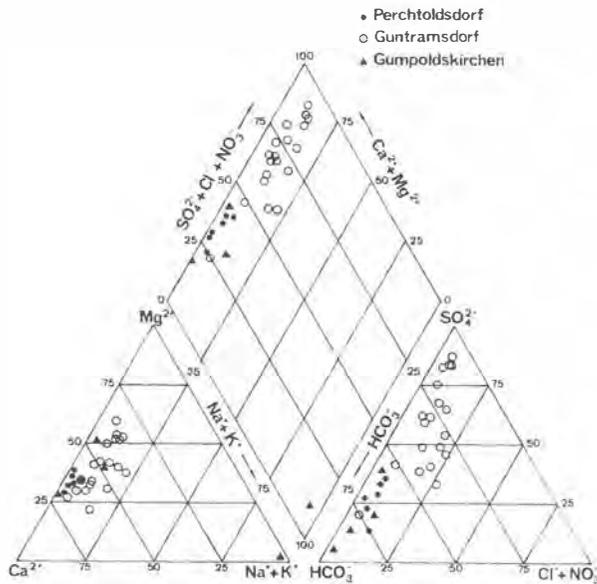


Abb. 3: Ionenbeziehungen im Piperdiagramm betreffend die hydrochemischen Daten der Gemeinden Perchtoldsdorf, Guntramsdorf und Gumpoldskirchen.

Fig. 3: Ion-relations of the hydrochemical data of Perchtoldsdorf, Guntramsdorf and Gumpoldskirchen in a Piper-diagram.

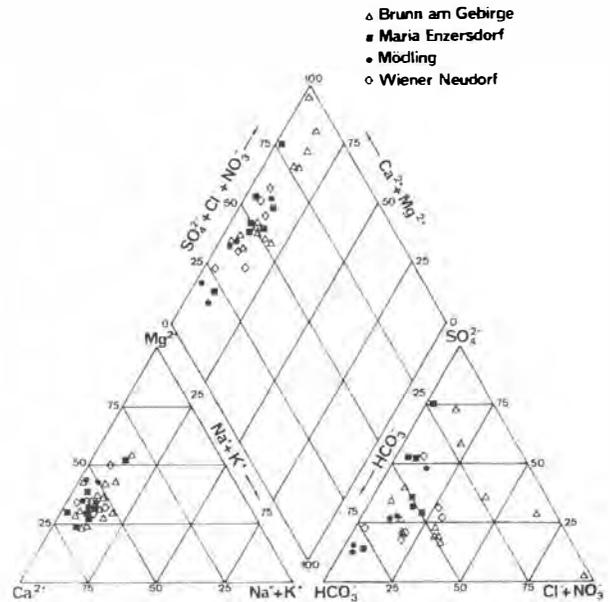


Abb. 4: Ionenbeziehungen im Piperdiagramm betreffend die hydrochemischen Daten der Gemeinden Brunn/Geb., Maria Enzersdorf, Mödling und Wiener Neudorf.

Fig. 4: Ion-relations of the hydrochemical data of Brunn/Geb., Maria Enzersdorf, Mödling and Wiener Neudorf in a Piper-diagram.

Der nachfolgenden Auflistung der Parameter sind in Klammer die verwendeten Abkürzungen in Tab. 1 („Hydrochemische Daten“) beigefügt:

Farbe, m^{-1} (FA)

Elektrische Leitfähigkeit, $\mu S/cm$ (ELF)

pH-Wert (PH)

m-Wert (M-W) oder Säurekapazität bis pH 4,3 mval/l

Gesamthärte, $^{\circ}dH$ (GH)

Kaliumpermanganatverbrauch, mg/l (PV)

Sauerstoffgehalt, mg/l (O2)

Temperatur, $^{\circ}C$ (TEMP)

Kationen:

Ammonium (NH_4), Natrium (NA), Kalium (K), Calcium (CA), Magnesium (MG), Eisen (FE), Mangan (MN), Zink (ZN), Aluminium (AL) und Bor (B) in mg/l.

Die Elemente Cadmium, Kupfer, Chrom, Blei, Nickel, Kobalt, Beryllium, Barium, Lithium, Vanadium, Lanthan und Zirkonium wurden gleichfalls analysiert; ein Nachweis war jedoch nicht gegeben.

Anionen:

Nitrit (NO_2), Sulfat (SO_4), Chlorid (CL) und Nitrat (NO_3) in mg/l.

Chlorierte Kohlenwasserstoffe:

1,1,1 Trichlorethan (T111), Trichlorethen (TRI), Te-

trachlorethen (PER), Tetrachlormethan (CCl_4) und Trichlormethan ($CHCl_3$) in $\mu g/l$.

In Tab. 1 sind die Analysendaten der hydrochemischen Untersuchungen nach Gemeinden zusammengefaßt (P = Perchtoldsdorf, B = Brunn/Geb., ME = Maria Enzersdorf, MÖ = Mödling, WN = Wiener Neudorf, Gt = Guntramsdorf, Gp = Gumpoldskirchen). Die Angaben „n. n.“ und „n. b.“ bedeuten „nicht nachweisbar“ und „nicht bestimmt“, „tr“ steht bei der Angabe der Farbe für trüb.

3.2.1. Darstellung der Analysenergebnisse

Übereinstimmend mit den lokal scharf begrenzten Gebieten mit sehr hohen ($> 1500 \mu S/cm$) elektrischen Leitfähigkeiten in den Gemeinden Brunn/Geb. und Guntramsdorf sind in den Grundwässern krasse Überschreitungen der Trinkwassernorm in mehreren chemischen Parametern analysiert worden.

Die wesentlichen Problempunkte sind in S. GIER (1990) ausführlich diskutiert.

Um die Wasseranalysen der verschiedenen Probenpunkte überschaubarer miteinander in Beziehung setzen zu können und auch die flächenmäßigen Verteilungen der Ionenkonzentrationen besser zu erfassen, wurden nachfolgende Methoden der Darstellung gewählt:

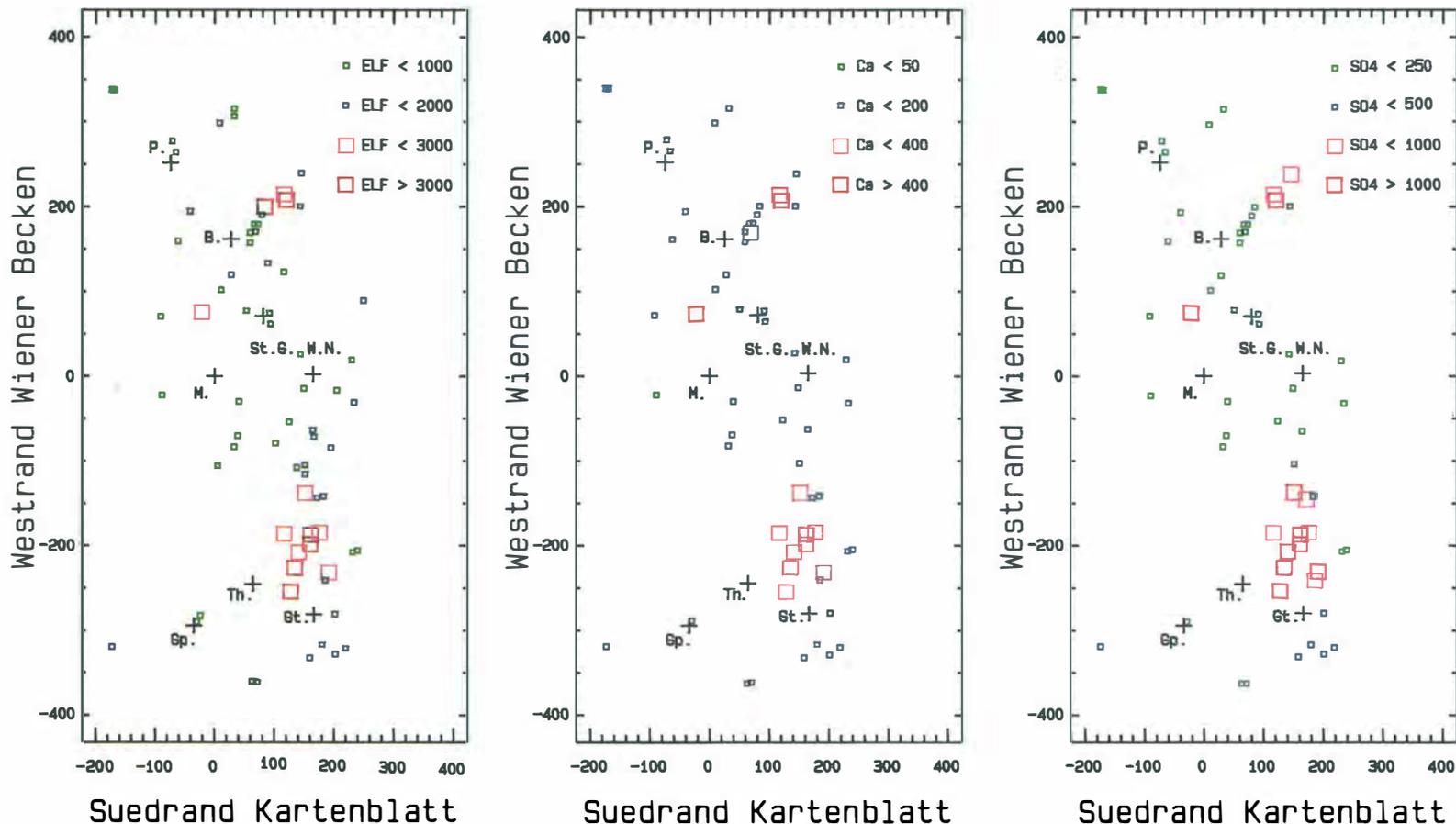


Abb. 5: Elektrischer Leitwert-Calcium-Sulfat: Darstellung der Wasserprobennahmepunkte im Koordinatensystem mit Bezug auf Konzentrationen spezifischer Parameter. Die Kreuze in den Diagrammen veranschaulichen die Lage der Kirchen von „M.“ = Mödling, „P.“ = Perchtoldsdorf, „B.“ = Brunn/Geb., „St. G.“ = St. Gabriel, „W.N.“ = Wiener Neudorf, „Th.“ = Thallern, „Gp.“ = Gumpoldskirchen und „Gt.“ = Guntramsdorf.

Fig. 5: Electrical conductance-Calcium-Sulphate: Presentation of specific parameters of water samples relating to their concentrations. The crosses in the diagrams represent the churches of „M.“ = Mödling, „P.“ = Perchtoldsdorf, „B.“ = Brunn/Geb., „St. G.“ = St. Gabriel, „W.N.“ = Wiener Neudorf, „Th.“ = Thallern, „Gp.“ = Gumpoldskirchen und „Gt.“ = Guntramsdorf.

3.2.1.1. Piper-Diagramme

Bei der Darstellung nach A. M. PIPER (1944) werden die Konzentrationen der Anionen und Kationen in meq% in zwei Dreiecken getrennt dargestellt, wobei die Verbindung der Analysenpunkte einer Wasserprobe durch die Kombination mit einem rautenförmigen Feld erreicht wird. Diese Dreiecksdiagramme ermöglichen den Vergleich von Wasserproben verschiedener Herkunftsgebiete miteinander, Ausreißer und Streubereiche sind erkennbar.

In den Piperdiagrammen der Abb. 3 und Abb. 4 sind Ca^{2+} , Mg^{2+} und $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$ sowie SO_4^{2-} , HCO_3^- und $\text{Cl}^- + \text{NO}_3^-$ dargestellt.

Die Wasseranalysen der Gemeinden Perchtoldsdorf, Guntramsdorf und Gumpoldskirchen sind in Abb. 3 zur Auftragung gebracht:

Gut zu erkennen sind die ähnlichen Ionenbeziehungen der Wasserproben aus Perchtoldsdorf sowie der Proben aus Gumpoldskirchen, wobei sich ein Extremwert mit ca. 90 meq% Natrium und Hydrogencarbonat abgrenzen läßt. Die Proben aus Guntramsdorf zeigen ebenfalls eine relativ einheitliche Zusammensetzung der Kationenverhältnisse, doch sind im Anionendreieck die sehr uneinheitlich zusammengesetzten Wässer durch einen großen Streubereich in Richtung der Sulfationen charakterisiert.

Abb. 4 beinhaltet die aufgetragenen Milliäquivalentprozent der Wasseranalysen von Brunn/Geb., Maria Enzersdorf, Mödling und Wiener Neudorf:

Für den Bereich der Kationen sind gleiche Verhältnisse erkennbar wie in den Wässern der zuvor genannten Gemeinden. Die Wässer sind Ca^{2+} bzw. Mg^{2+} betont; bei den Anionen liegt aber ein starker Streubereich vor, der bei den Proben aus Brunn/Geb. sowohl in Richtung Sulfat (Gipswasserprobe Maria Enzersdorf) als auch in Richtung Chlorid reicht.

3.2.1.2. Flächenmäßige Darstellung der Wasserprobennahmepunkte im Koordinatensystem.

Zur flächenmäßigen Darstellung der Probennahmepunkte wurde über den „Raum Mödling 1:15.000“ ein Koordinatennetz gelegt, wobei die Kirche von Mödling willkürlich als Punkt (0/0) angenommen wurde. Mit Hilfe des Computerprogramms „Statgraphics“ konnten nun ausgewählte chemische Parameter jeder einzelnen Wasserprobe koordinatengerecht und je nach Konzentration mit entsprechenden Signaturen dargestellt werden.

Die Dreiergruppierung der Diagramme dient Vergleichszwecken: So zeigt z. B. Abb. 5 die Parameter elektrischer Leitwert, Sulfat und Calcium in konzentrationsspezifischen Abstufungen, die so gewählt sind, daß die Klassifizierungen von den Richtwerten der Trinkwassernorm ausgehen und so die Über-

PROBE	QU	CC	DO	PL	AF	GI	PY	TM	G1	Ch	Ka	Sm
S-Gt1A	22	10	13	7	2	-	-	46	30	15	1	-
S-Gt1B	21	8	18	8	3	-	-	42	29	9	1	3
S-Gt1C	20	6	9	8	2	-	3	52	35	13	1	3
S-Gt2A	22	13	14	11	2	3	-	35	23	8	2	2
S-Gt2B	16	9	15	6	1	11	-	42	27	10	1	4
S-Gt2C	17	3	16	5	2	7	-	50	32	11	1	6
S-Gt3	21	16	14	5	2	-	-	42	25	10	2	5
S-B1A	21	27	9	2	2	-	-	39	25	10	-	4
S-B1B	26	10	7	10	4	-	-	43	28	9	1	5
S-B2	18	9	7	4	2	2	-	58	30	12	2	14
S-B2V	14	23	10	4	2	-	-	47	30	8	2	7
S-B3	28	8	11	6	2	-	3	42	26	10	1	5

Tabelle 2: Mineralogische Zusammensetzung der Sedimente.

Table 2: Mineralogical composition of the sediments.

schreitungen derselben gut ersichtlich sind. – Die Probe ME7 (-21/75) kennzeichnet durch entsprechenden Sulfat- und Calciumgehalt die Gipswässer aus der Hinterbrühl.

Weitere Parameterkorrelationen sind in S. GIER (1990) einzusehen.

3.3. Folgerungen

Generell ist zu bemerken, daß die im Westen des Untersuchungsgebietes aus den Kalkalpen austretenden Quellen und auch die Grundwässer eine weitaus niedrigere Mineralisation aufweisen als die beckenwärts in Grundwasserabstromrichtung liegenden.

Die durchschnittlichen Ionenkonzentrationen der aus dem Westen des Untersuchungsgebietes entnommenen Wasserproben (P 6, B 10, ME 2, MÖ 3, Gp 2) betragen für Calcium 100 mg/l, Magnesium 30 mg/l, Natrium 8 mg/l, Kalium 2 mg/l, Chlorid 10 mg/l, Sulfat 50 mg/l, Nitrat 15 mg/l, Hydrogencarbonat 240 mg/l, und für die Gesamthärte nur 25 °dH, obwohl sie unmittelbar dem kalkig-dolomitisch beeinflussten Einzugsgebiet entstammen.

Gleiches gilt auch prinzipiell für die von H. KÜPPER (1954) an über 100 Wasserproben aus dem nordwestlichen Randbereich des südlichen Wiener Beckens festgestellten Daten, die als „hochkonzentrierte Randwässer“ immer noch geringere Konzentrationen aufweisen als die Grundwässer in Brunn/Geb. und in Guntramsdorf.

Selbst die südlich des Untersuchungsgebietes austretenden Thermen von Bad Vöslau und Baden, die im wesentlichen durch aufdringende Mineralwässer

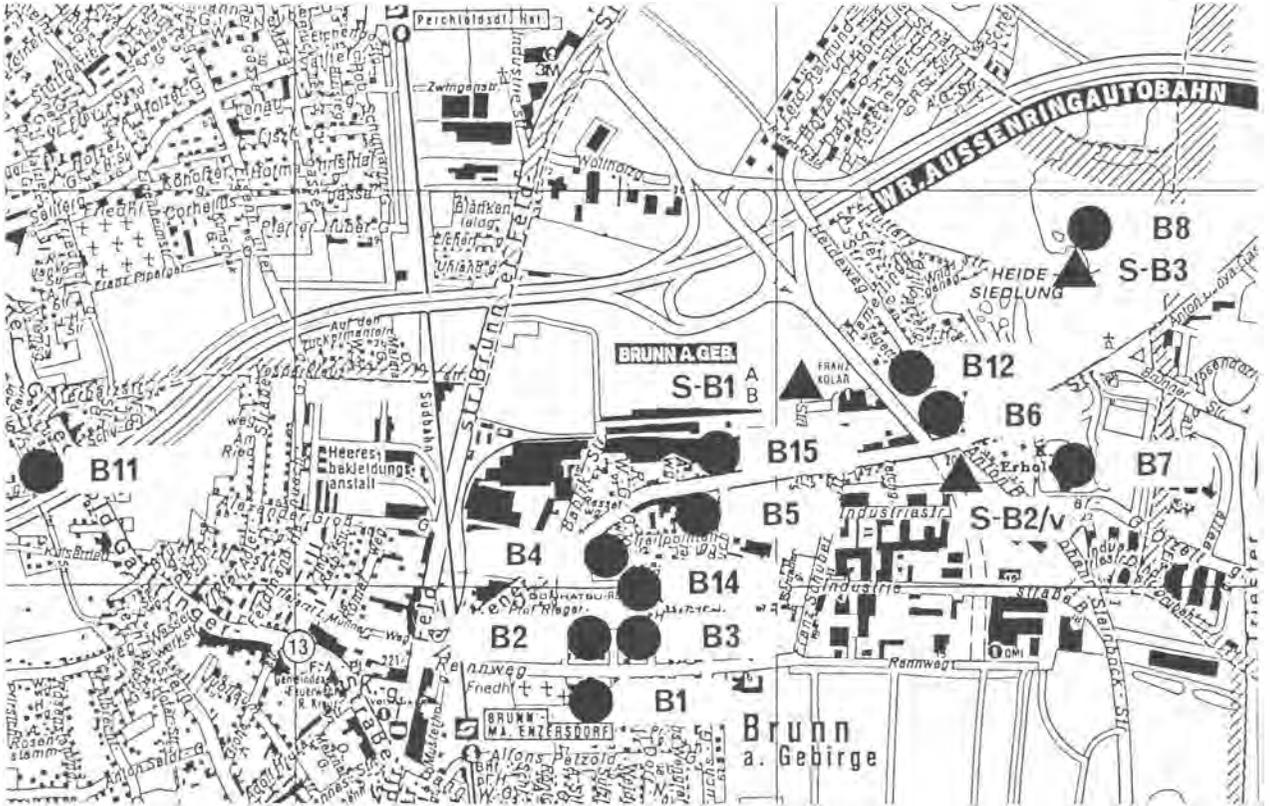


Abbildung 6

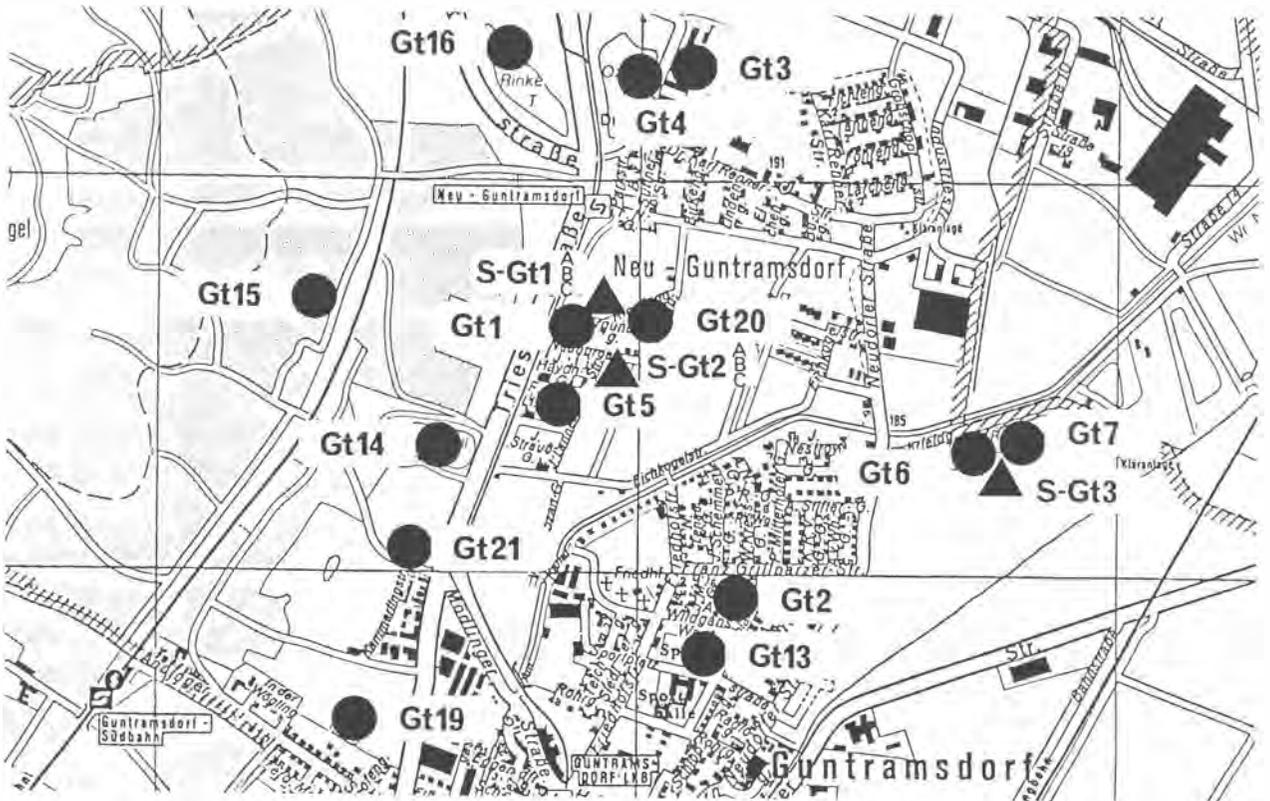


Abbildung 7

gespeist werden (H. KÜPPER, 1977), sind geringer mineralisiert als die Wasserproben aus dem oben genannten Gebiet.

Die im Becken auftretenden Grundwässer sind bereichsweise um ein Vielfaches höher mineralisiert als die am Kalkalpenrand vorkommenden.

Die Fragen zu ihrer Entstehung, die nun zu stellen sind, lauten demnach:

Werden die Wässer, die aus dem Kalkalpin kommen, durch die neogenen Sedimente des Wiener Beckens in derart hohem Maße aufmineralisiert?

Welche Erklärungen gibt es für die so uneinheitlich zusammengesetzten Wässer im Untersuchungsgebiet?

Sind die uneinheitlich hohen Konzentrationen an Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Zink, Bor, Eisen, Mangan mit der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente vereinbar?

Die nachfolgenden sedimentpetrographischen Untersuchungen versuchen einer diesbezüglichen Klärung näher zu treten.

4. Sedimentpetrographie

4.1. Probennahme

Für die Korrelation der Mineralogie der Sedimente mit der hydrochemischen Zusammensetzung der Grundwässer war es von Bedeutung, die Sedimentprobennahme im Grundwasserleiter der hochkonzentrierten Wässer in Brunn/Geb. und Guntramsdorf anzusetzen. Für Vergleichszwecke wurden auch Sedimentproben aus Bereichen mit niedriger mineralisierten Wässern gezogen.

Die Lokalitäten sind in einen Ausschnitt der Karte der Wasserbeprobungspunkte zur besseren Übersicht eingetragen (Abb. 6, Abb. 7).

Die Sedimentprobennahme erfolgte mit einem Künettenbagger.

Altersmäßig sind die beprobten sandigen sowie siltig-tonigen Sedimente im Pannon (A. PAPP, 1948)

Legenden zu den Abbildungen 6 und 7 auf Seite 64:

Abb. 6: Teilausschnitt der Wasserbeprobungskarte von Brunn/Geb. mit Position der Probennahmepunkte für Sedimente (Dreiecke).

Fig. 6: Locations of sedimentsamples (triangles) in Brunn/Geb., recorded in the map of the watersamples.

Abb. 7: Teilausschnitt der Wasserbeprobungskarte von Guntramsdorf mit Position der Probennahmepunkte für Sedimente (Dreiecke).

Fig. 7: Locations of sedimentsamples (triangles) in Guntramsdorf, recorded in the map of the watersamples.

einzuordnen; die Kiesproben S-Gt3 und S-B1A sind als quartäre Ablagerungen zu datieren.

4.2. Sedimentuntersuchungen

4.2.1. Granulometrische Zusammensetzung der Sedimente

Die Auswertung der Korngrößenuntersuchungen erfolgte über Erstellung von Kornsummenkurven, die auch die Grundlage zur Errechnung sedimentspezifischer Parameter darstellen. Zur granulometrischen Charakterisierung der Sedimente wurden anschließend nach der Moment-Statistik die deskriptiven Parameter Mittelwert, Standardabweichung und Schiefe ermittelt sowie die nomenklatorische Zuordnung der Sedimente nach G. MÜLLER (1961) durchgeführt.

Ebenso wurden die Durchlässigkeitsbeiwerte aus den Summenkurven errechnet.

Für die statistische Bearbeitung der Sieb- und Sedigraphdaten wurde das Korngrößenanalyseprogramm „KONAN“ (Chr. KOLESAR, 1989) verwendet.

Abb. 8 zeigt die Kornsummenkurven der für die nachfolgenden Untersuchungen wichtigen Profillabfolgen S-B1 A, B (Brunn/Geb.) und S-Gt1 A, B, C (Guntramsdorf).

Die angetroffenen Sedimentqualitäten beinhalten:

siSKi = siltiger, stark sandiger Kies (Probe S-Gt3)

sSiKi = sandiger, stark siltiger Kies (Probe S-B1A)

siS = siltiger Sand (Probe S-Gt1A)

siS = Si = Silt (Probe S-Gt1C)

tSi = toniger Silt (Proben S-Gt1B, S-Gt2A, S-B1B, S-B3)

TSi = stark toniger Silt (Proben S-Gt2B, S-Gt2C, S-B2, S-B2V)

4.2.2. Mineralogische und chemische Zusammensetzung der Sedimente

4.2.2.1. Röntgendiffraktionsanalyse

Die Mineralogie der feinkörnigen Sedimente, der Silte und Tone, wurde anhand des Durchschnittes der jeweiligen Probe röntgendiffraktometrisch bestimmt. Bei der Sandprobe und den Kiesproben kamen die für Grob- und Mittelkornsedimente üblichen Anteile $< 63\mu$ zur Analyse.

Die Untersuchungen wurden an texturfreien (zur Bestimmung des prozentuellen Anteiles der Hauptkomponenten und der Tonmineralkomponenten insgesamt) und texturierten (zur Bestimmung des prozentuellen Anteiles der verschiedenen Tonmineralphasen) Präparaten vorgenommen und nach der Identifikation der Minerale (G. W. BRINDLEY &

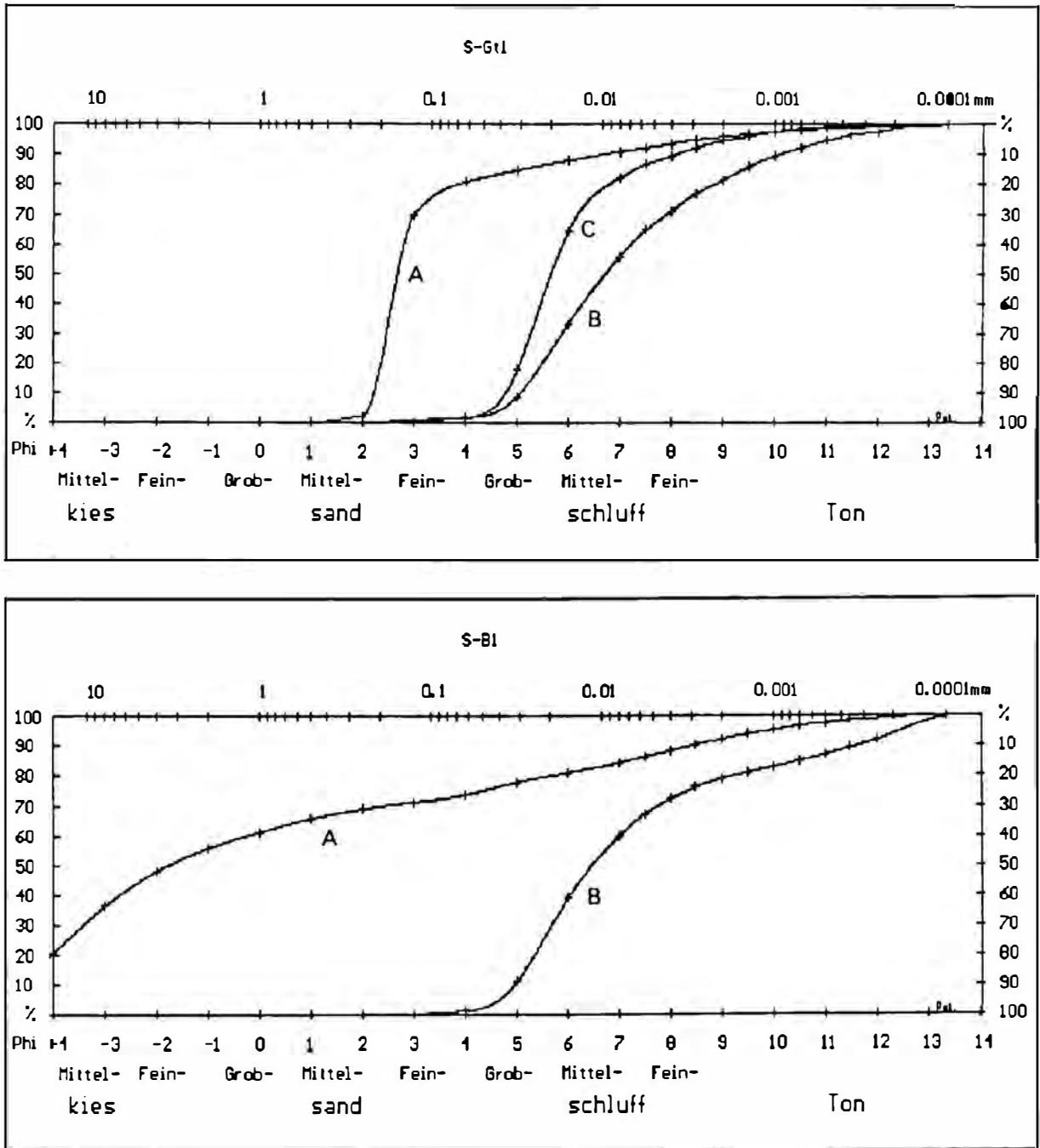


Abb. 8: Kornsummenkurven der Profilabfolgen S-B1 A,B (Brunn/Geb.) und S-Gt1 A, B, C (Guntramsdorf).

Fig. 8: Cumulative frequency curves of the profiles S-B1 A, B (Brunn/Geb.) and S-Gt1 A, B, C (Guntramsdorf).

G. BROWN, 1980 und D. M. MOORE & R. C. REYNOLDS, 1989) semiquantitativ nach der modifizierten Methode von L. G. SCHULTZ (1964) ausgewertet.

Tab. 2 veranschaulicht, daß die Sedimente mineralogisch weitgehend einheitlich aus Quarz (QU), Calcit (CC), Dolomit (DO), Plagioklas (PL), Alkalifeldspat (AF), Glimmer (GI), Chlorit (Ch), Kaolinit (Ka) und Smektit (Sm) zusammengesetzt sind. Differenzierungen sind lediglich durch die Gehalte an Gips und Py-

rit gegeben: Die Proben S-Gt2A, B, C beinhalten Gips im Ausmaß von 3–11 Vol%, ebenso die Probe S-B2 mit 2 Vol%. Pyrit ist in den Proben S-Gt1C und S-B3 mit ca. 3 Vol% enthalten, was auch für die Entwicklung einzelner Grundwässer von besonderer Wichtigkeit erscheint.

4.2.2.2. Röntgenfluoreszenzanalyse

Die Untersuchungen der im Sediment enthaltenen Haupt- und Spurenelemente erfolgten über Preßpillen.

Diese Analysenart wurde zusätzlich gewählt, um etwaige, im Wasser enthaltene, hohe Konzentrationen eines Ions auf die chemische Zusammensetzung des jeweiligen Sediments zurückführen zu können.

Vergleiche der Haupt- und Spurenelemente der Sedimentproben aus Brunn/Geb. und Guntramsdorf mit den Zusammensetzungen von neogenen Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs (H. KURZWEIL, 1973) brachten gute Übereinstimmungen, das heißt, daß die Konzentrationen der Haupt- und Spurenelemente der Sedimentproben aus Brunn/Geb. und Guntramsdorf durchaus den natürlichen Gegebenheiten derartiger Sedimente entsprechen.

4.3. Folgerungen

Zur Korrelation der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente mit der Hydrochemie der Grundwässer ist es erforderlich, diesbezügliche Vergleiche mit den Grundwasserleitern der hochkonzentrierten Wässer anzustellen.

In Brunn/Geb. ist die dem Grundwasserleiter durch ihre lokale Position und granulometrische Zusammensetzung entsprechende Sedimentprobe die Probe S-B1 A, B (Abb. 6 und Abb. 8). Der Kies (S-B1A) und die darunterliegende stauende Schicht (S-B1B) zeigen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung weder schwefelhaltige Minerale noch zeigte die Spurenelementanalyse des Sediments Werte, die die natürlichen, durchschnittlichen Konzentrationen in derartigen Sedimenten überschreiten. Im Grundwasser sind jedoch überhöhte Konzentrationen von Sulfat sowie verschiedenster anderer Ionen nachweisbar.

Die weiteren in Brunn/Geb. gezogenen Proben S-B2 und S-B3 sind aufgrund ihrer Feinkörnigkeit (stark tonige Silte, tonige Silte) als Grundwasserstauer bzw. -hemmer anzusprechen und daher für weitere Überlegungen hinsichtlich einer Beeinflussung von Grundwasserchemismen auszuklammern.

Die Sedimentprobe, die in Guntramsdorf in dem Bereich mit den höchsten Ionenkonzentrationen liegt und aufgrund ihrer granulometrischen Zusammensetzung befähigt ist, Grundwasser zu leiten, ist S-Gt1 A, B, C (Abb. 7 und Abb. 8): Diese Probe enthält in ihrem, in der Profilabfolge liegenden Anteil (S-Gt1C) 3 Vol% Pyrit, der durch Verwitterung und Umbildung eventuell die Sulfatkonzentration des Grundwassers leicht erhöhen könnte.

Die 3-11 Vol% Gips enthaltende Probe S-Gt2 (A, B, C) ist ihrem granulometrischen Aufbau zufolge ein stark toniger Silt mit einem Durchlässig-

keitsbeiwert von 10^{-9} bis 10^{-10} m/s und daher, der Definition nach, ein Grundwasserstauer.

Die Kiesprobe S-Gt3 liegt in der Grundwasserabstromrichtung schon zu weit von dem Bereich der hochkonzentrierten Wässer entfernt, um noch für Vergleiche herangezogen zu werden.

Zusammenfassend ist demnach zu sagen, daß durch die Mineralogie der Sedimente die hohen und stark divergierenden Ionenkonzentrationen der Grundwässer (Tab. 1) nicht erklärbar sind. Um diesbezüglich noch weitreichendere Vergleichsmöglichkeiten zwischen der Mineralogie der Sedimente und der Hydrochemie der Grundwässer anzubieten, wurden zuletzt Elutionen und Perkolationen an den Sedimenten durchgeführt.

5. Elutionen, Perkolationen und Filtrate

Zur Verdeutlichung der Wechselbeziehungen zwischen Sediment und Grundwasser und damit der Lösbarkeit einzelner Minerale im Wasser wurden die natürlichen Gegebenheiten im Laborversuch durch Elutionen und Perkolationen der Sedimente nachempfunden sowie Filtrate derselben untersucht. Ziel der Versuche war, hochkonzentrierte, nicht durch die mineralogische Zusammensetzung des Sediments entstandene Stoffe im Grundwasser auszugrenzen.

5.1. Elutionen („batch-Versuche“)

Die Elutionen der Sedimentproben S-Gt1A, S-Gt1B, S-Gt1C, S-Gt2B, C, S-B1B, S-B2, S-B3 erfolgten nach DIN 38414, Teil 2 und 4.

Die hydrochemischen Daten der Eluate (ES-...) sind in Tab. 3 zusammengefaßt.

5.2. Perkolationen

Die mittel- bis grobkörnigen Sedimentproben (Sand- und Kiesproben) wurden zur Simulation der natürlichen Lagerungsverhältnisse im Laborversuch in Zylinder aus Plexiglas eingebaut, verdichtet und perkoliert (S. GRUPE, 1987).

Die korngößenabhängige Dimensionierung der Zylinder betrug für die Kiesproben S-B1A und S-Gt3 290 mm Durchmesser bei einer Höhe von 500 mm, während für die Perkolation der Sandprobe S-Gt1A ein Zylinderdurchmesser von 100 mm und einer Höhe von 240 mm verwendet wurde.

Weitere technische Daten zur Perkulationsdurchführung sind bei S. GRUPE (1987) angeführt.

Die hydrochemischen Ergebnisse der Perkolate (PS-...) sind in Tab. 3 zusammengestellt.

PROBE	ELF	PH	M-W	GH	CA	MG	FE	MN	ZN	AL	B	PV	CL	SO4	NO3	NO2	NH4	NA	K
ES-Gt1A	145	6.60	0.40	3.9	17	3	0.05	0.03	0.010	0.05	0.020	22.8	9.0	29	3.5	0.005	1.75	4.5	3.0
ES-Gt1B	156	7.10	0.63	4.3	16	5	0.05	0.03	0.010	0.05	0.010	24.2	6.5	36	2.5	0.015	1.50	5.5	3.5
ES-Gt1C	1060	6.30	0.38	41.0	223	36	0.05	1.57	0.010	0.05	0.010	672.0	5.0	917	7.5	0.010	2.00	6.5	5.0
ES-Gt2B/C	2250	6.80	0.57	103.0	560	100	0.05	0.04	0.010	0.22	0.010	20.0	5.0	1700	8.0	0.005	n.b.	21.0	2.0
ES-B1B	155	7.30	0.68	4.3	22	5	0.20	0.03	0.010	0.33	0.010	26.0	18.0	22	1.0	0.010	1.00	2.0	2.0
ES-B2/V	175	7.30	0.90	2.9	9	5	0.11	0.03	0.010	0.17	0.060	112.0	7.5	34	1.5	0.030	1.75	17.5	2.5
ES-B3	440	7.50	0.65	14.7	76	16	0.05	0.42	0.010	0.05	0.010	11.9	1.0	216	1.0	0.005	1.75	1.5	3.0

PROBE	ELF	PH	M-W	GH	CA	MG	FE	MN	ZN	AL	B	PV	CL	SO4	NO3	NO2	NH4	NA	K
PS-Gt1A	270	7.40	0.52	6.5	30	9	0.05	0.03	0.010	0.05	0.160	23.5	27.0	71	9.5	0.015	0.50	11.5	4.5
PS-Gt3	914	7.60	1.13	31.0	191	21	0.05	0.13	0.010	0.05	0.740	175.0	23.0	480	1.5	0.280	0.50	17.0	6.5
PS-B1A	370	7.60	0.56	9.4	47	12	0.05	0.03	0.010	0.05	0.310	123.0	80.0	50	1.0	0.310	0.50	9.0	2.0

PROBE	ELF	PH	M-W	GH	CA	MG	FE	MN	ZN	AL	B	PV	CL	SO4	NO3	NO2	NH4	NA	K
FS-Gt3	1230	8.07	3.50	n.b.	593	59	0.02	0.01	0.007	1.16	0.080	14.1	26.0	978	1.3	0.220	1.30	20.6	2.6
FS-B1A	1658	8.06	3.90	n.b.	641	72	0.04	0.02	0.011	1.16	0.170	18.7	418.0	366	1.4	0.030	2.40	25.0	1.1

Tabelle 3: Hydrochemische Daten der Eluate (ES), Perkolate (PS) und Filtrate (FS).
Table 3: Hydrochemical data of the eluates (ES), percolates (PS) and filtrates (FS).

5.3. Filtrate

Bei den mit FS-... gekennzeichneten Wasserproben handelt es sich um Filtrate aus den mit Grundwasser gesättigten Kiesproben S-Gt3 und S-B1A.

Das nach der Probennahme im Gefäß überstehende Wasser wurde dekantiert, filtriert und ebenfalls chemisch analysiert.

Für hydrochemische Daten der Filtrate siehe Tab. 3.

5.4. Folgerungen

Die bei der hydrochemischen Untersuchung der Eluate, Perkolate und Filtrate zur Bestimmung gelangten Parameter sind, wie bereits erwähnt, in Tab. 3 ausgewiesen.

Die Proben, die bei der **Elution** die höchsten Leitfähigkeiten und damit die höchsten Mineralisierungen des destillierten Wassers bewirkten, sind jene, die schwefel- bzw. sulfathaltige Minerale in ihrer Zusammensetzung beinhalten: Es sind dies die pyritführenden Proben S-Gt1C und S-B3 – sie erreichten bei der Elution 917 bzw. 216 mg Sulfat/l – sowie die gipsführende Probe S-Gt2B/C, die sogar 1700 mg Sulfat/l und 560 mg Calcium/l aufwies, welches durch die gute Löslichkeit des Gipses bedingt ist.

Aus diesen Ergebnissen ist demnach abzuleiten, daß bei der als Grundwasserleiter der hochkonzentrierten Grundwässer in Guntramsdorf in Frage kommenden Sedimentprobe S-Gt1 der in der Profillabfolge liegendste Anteil, S-Gt1C, wahrscheinlich einen geringen natürlichen Hintergrund zu den stark sulfathaltigen Wässern abgibt, das Sediment allein jedoch nicht die Ursache der hohen Sulfatkonzentrationen sein kann.

Die Notwendigkeit zur Durchführung von **Perkolationstests** an grundwasserleitenden Sedimenten wird durch das Beispiel der Probe S-B1B, Brunn/Geb., besonders deutlich: Hier zeigt sich, daß die durch Elution erfaßte Basis des Aquifers keine wesentlichen Ionenabgaben an das Wasser aufweist, während die Perkolation an den Kiesen des Grundwasserleiters u.a. 80 mg Chlorid/l erbrachte. Erklärbar ist dies dahingehend, daß bei der Probennahme eine Sättigung des Kiesel mit stark chloridhaltigem Grundwasser bestand.

Die **Filtrate** der Kiesproben S-Gt3 und S-B1A, die aus den bei der Probennahme mit Grundwasser genommenen Proben erzeugt wurden, sind generell höher mineralisiert als die Perkolate, was also verstärkt auf die primär schon höhere Ionenkonzentration des Grundwassers (siehe Chloridgehalt und Sulfatgehalt der Probe FS-B1A) und auch auf die längere Kontaktzeit zwischen dem sich in den Poren befindlichen Grundwasser und dem Sediment verweist.

5.5. Aussagen aus der chemischen Zusammensetzung der Eluate, Perkolate und Filtrate im Vergleich mit der Chemie der Grundwässer

Für bessere Korrelationsmöglichkeiten der Grundwasserdaten mit den Ergebnissen aus den Sedimentuntersuchungen wurde eine Darstellungsart gewählt, bei der die hydrochemischen Analysenergebnisse eines chemischen Parameters der Eluate, Perkolate und Filtrate der Grundwasserleiter, (d. h. der Sedimentproben S-B1(A, B) aus Brunn/Geb. und S-Gt1(A, B, C) aus Guntramsdorf, mit den hydrochemischen Analysenergebnissen desselben chemischen Parameters aus nahegelegenen Grundwasserbeprobungen verglichen wird.

Die Abb. 9–14 stellen den Sulfat-, Nitrat-, Chlorid-, Natrium-, Eisen- und Zinkgehalt des jeweiligen Eluats, Perkolats und Filtrats der Sedimentproben S-B1A, B (Brunn/Geb.) den Gehalten derselben Ionen in den umliegenden Grundwasserproben (B 15, B 12, B 6, B 5, B 3, B 11) gegenüber (siehe auch Abb. 6). Der etwas weiter entfernt liegende Probenahmeort B 11 wurde zu Vergleichszwecken ebenfalls berücksichtigt.

Zur Erläuterung der Abbildungen ist prinzipiell anzumerken, daß die überhöhten und in geringem lokalen Abstand sehr stark schwankenden Konzentrationen und Zusammensetzungen der Ionen im Grundwasser im deutlichen Gegensatz zu den Ionenkonzentrationen stehen, die aus dem Sediment eluiert, perkoliert oder filtriert werden konnten.

Dies gilt auch für die nachfolgenden Abb.15–20, die den Sulfat-, Bor-, Natrium-, Chlorid-, Kalium- und Nitratgehalt der Eluate der Profillabfolge S-Gt1A, B, C (Guntramsdorf) den Konzentrationen derselben Ionen in den umliegenden Grundwasserproben Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3 (siehe auch Abb. 7) gegenüberstellen.

Auch hier treten in den Grundwässern auf engstem Raum sehr unterschiedlich zusammengesetzte, hohe Ionenkonzentrationen auf, die, wie aus den Abbildungen ersichtlich, nicht mit einem natürlichen Hintergrund aus dem Sediment erklärt werden können.

Damit scheint bewiesen, daß die hohen Mineralisierungen der Grundwässer nicht beim Durchgang durch feinkörnige neogene Sedimente entstanden sind, sondern daß es sich hier um lokale Kontaminationen des Grundwassers handeln muß, wie dies schon durch das Auftreten der chlorierten Kohlenwasserstoffe vermutet wurde, die der schlüssigste Beweis für anthropogene Veränderungen und Verunreinigungen sind (G. MATTHESS, 1990).

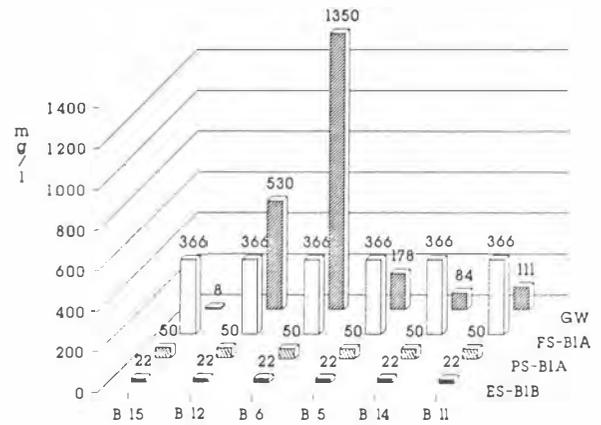


Abb. 9: Gegenüberstellung von Sulfatgehalten des Grundwassers (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) mit dem Eluat, Perkolat und Filtrat der zugehörigen Sedimentprobe S-B1A, B.

Fig. 9: Comparison of the sulphate-contents of the groundwater (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) with the eluates, percolates and filtrates of the appertaining sediment-sample S-B1A, B.

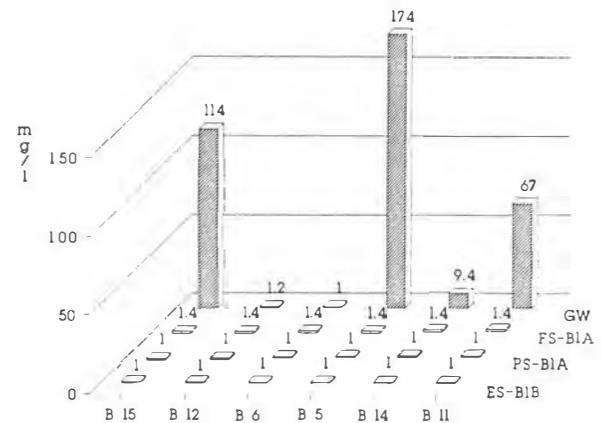


Abb. 10: Gegenüberstellung von Nitratgehalten des Grundwassers (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) mit dem Eluat, Perkolat und Filtrat der zugehörigen Sedimentprobe S-B1A, B.

Fig. 10: Comparison of the nitrate-contents of the groundwater (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) with the eluates, percolates and filtrates of the appertaining sediment-sample S-B1A, B.

6. Anthropogene Einflüsse

Da durch die bisher ausgeführten Untersuchungen mit großer Sicherheit gesagt werden kann, daß die hohen Ionenkonzentrationen in Brunn/Geb. und Guntramsdorf nicht durch an Störungszonen aufdringende Wässer, die Geologie des Einzugsgebietes oder den Durchgang des Grundwassers durch Sedimente ver-

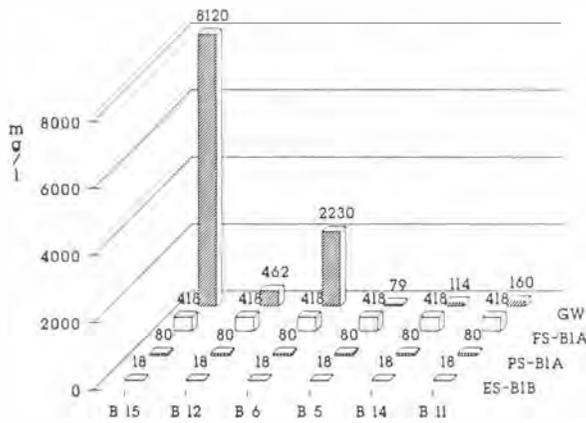


Abb. 11: Gegenüberstellung von Chloridgehalten des Grundwassers (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) mit dem Eluat, Perkolat und Filtrat der zugehörigen Sedimentprobe S-B1A, B.

Fig. 11: Comparison of the chloride-contents of the groundwater (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) with the eluates, percolates and filtrates of the appertaining sediment-sample S-B1A, B.

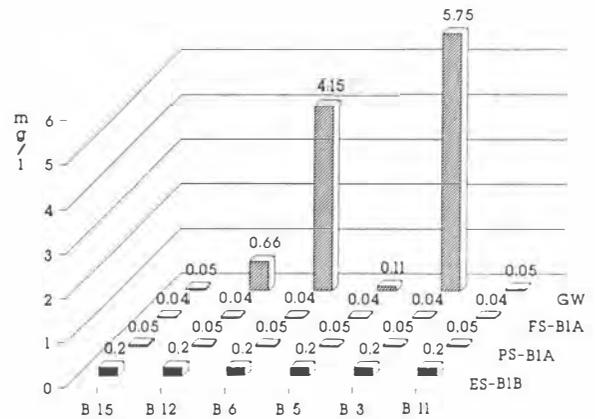


Abb. 13: Gegenüberstellung von Eisengehalten des Grundwassers (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) mit dem Eluat, Perkolat und Filtrat der zugehörigen Sedimentprobe S-B1A, B.

Fig. 13: Comparison of the iron-contents of the groundwater (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) with the eluates, percolates and filtrates of the appertaining sediment-sample S-B1A, B.

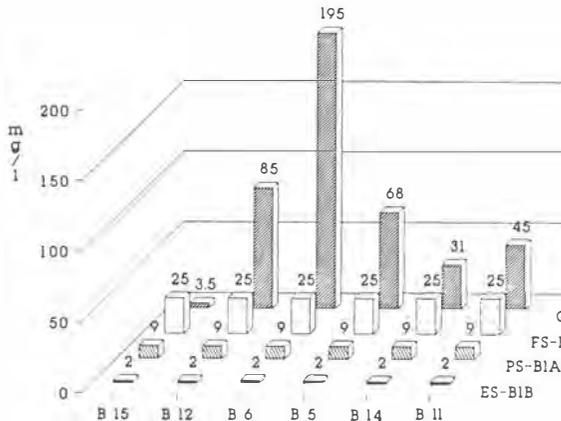


Abb. 12: Gegenüberstellung von Natriumgehalten des Grundwassers (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) mit dem Eluat, Perkolat und Filtrat der zugehörigen Sedimentprobe S-B1A, B.

Fig. 12: Comparison of the sodium-contents of the groundwater (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) with the eluates, percolates and filtrates of the appertaining sediment-sample S-B1A, B.

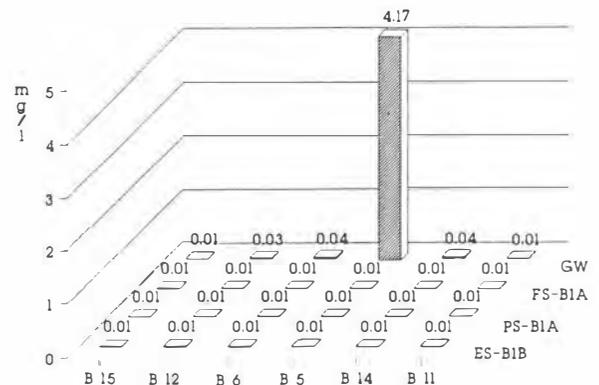


Abb. 14: Gegenüberstellung von Zinkgehalten des Grundwassers (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) mit dem Eluat, Perkolat und Filtrat der zugehörigen Sedimentprobe S-B1A, B.

Fig. 14: Comparison of the zinc-contents of the groundwater (B 15, B 12, B 6, B 5, B 14, B 11) with the eluates, percolates and filtrates of the appertaining sediment-sample S-B1A, B.

ursacht wurden, sondern auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen sind, müssen Überlegungen zur Position und der Art der Kontaminationsherde angestellt werden.

Abb. 21 stellt die Lage der offiziellen, in der Müllkartei der niederösterreichischen Landesregierung aufscheinenden Deponien und Altlasten im Untersuchungsgebiet dar:

In Guntramsdorf deckt sich das Auftreten der hochmineralisierten Wässer mit der Lage der Deponien des Gebietes, welches auch die verschiedenartigst zusammengesetzten hohen Konzentrationen der Ionen erklärt.

In Brunn/Geb. erscheint die Zuordnung der hohen Mineralisierungen etwas differenzierter. Die extremen Ionenkonzentrationen im Grundwasser sind

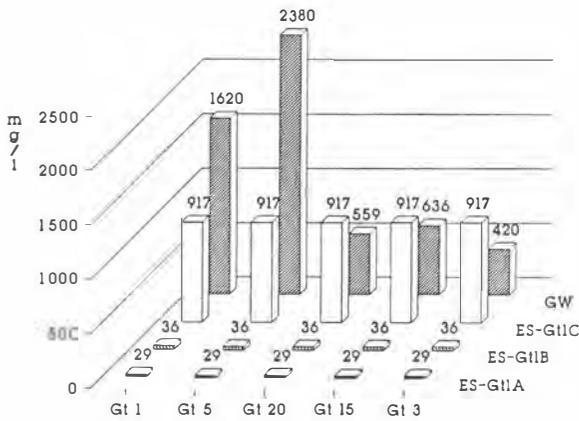


Abb. 15: Gegenüberstellung von Sulfatgehalten des Grundwassers (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) mit den Eluaten der zugehörigen Sedimentprobe S-Gt1A, B, C.

Fig. 15: Comparison of the sulphate-contents of the groundwater (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) with the eluates of the appertaining sediment-sample S-Gt1A, B, C.

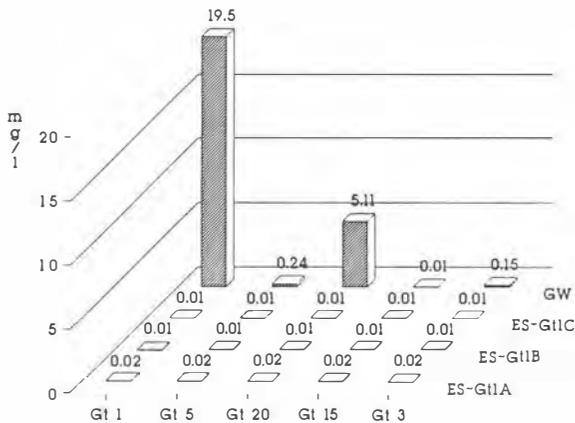


Abb. 16: Gegenüberstellung von Borgehalten des Grundwassers (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) mit den Eluaten der zugehörigen Sedimentprobe S-Gt1A, B, C.

Fig. 16: Comparison of the boron-contents of the groundwater (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) with the eluates of the appertaining sediment-sample S-Gt1A, B, C.

wahrscheinlich auf Altstandorte von Industriebetrieben zurückzuführen, doch scheinen auch noch andauernde Einträge aus der nahegelegenen Industriezone möglich.

Durch den eingeschlagenen Untersuchungsgang konnte damit die Problemstellung der Arbeit einer Klärung zugeführt werden.

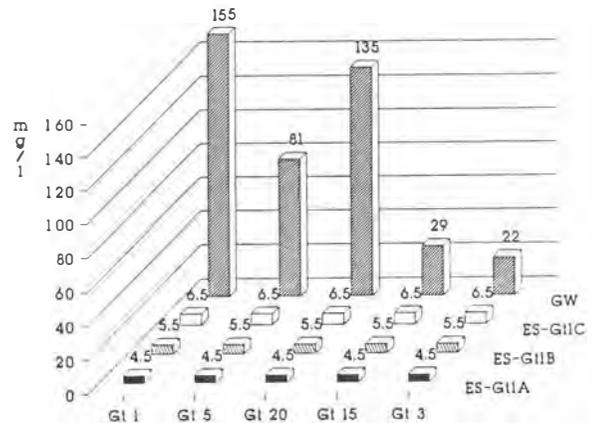


Abb. 17: Gegenüberstellung von Natriumgehalten des Grundwassers (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) mit den Eluaten der zugehörigen Sedimentprobe S-Gt1A, B, C.

Fig. 17: Comparison of the sodium-contents of the groundwater (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) with the eluates of the appertaining sediment-sample S-Gt1A, B, C.

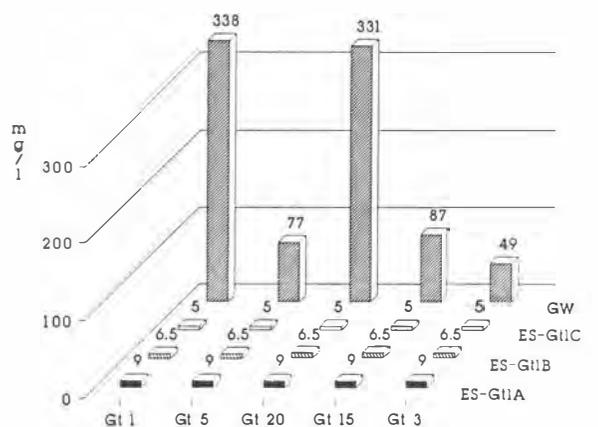


Abb. 18: Gegenüberstellung von Chloridgehalten des Grundwassers (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) mit den Eluaten der zugehörigen Sedimentprobe S-Gt1A, B, C.

Fig. 18: Comparison of the chloride-contents of the groundwater (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) with the eluates of the appertaining sediment-sample S-Gt1A, B, C.

Es zeigte sich, daß die Kombination von Methoden der Sedimentpetrographie, Hydrogeologie und Hydrochemie ausgezeichnete Voraussetzungen bietet, in Fragen strittiger Grundwasserbeschaffenheit, zur Findung der Ursachen einen wesentlichen Beitrag zu leisten.

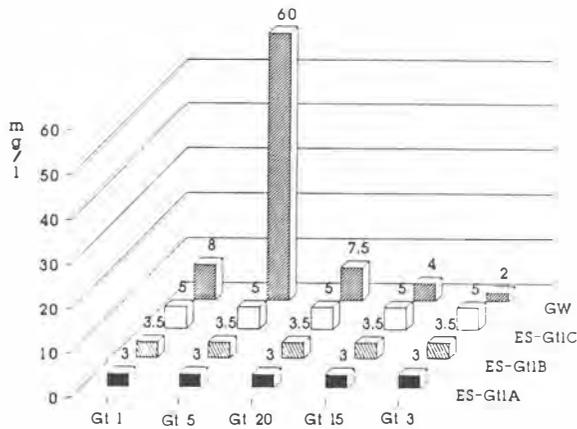


Abb. 19: Gegenüberstellung von Kaliumgehalten des Grundwassers (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) mit den Eluaten der zugehörigen Sedimentprobe S-Gt1A, B, C.

Fig. 19: Comparison of the potassium-contents of the groundwater (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) with the eluates of the appertaining sediment-sample S-Gt1A, B, C.

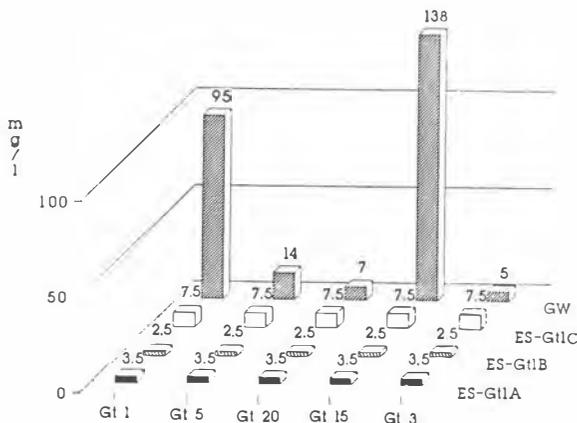


Abb. 20: Gegenüberstellung von Nitratgehalten des Grundwassers (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) mit den Eluaten der zugehörigen Sedimentprobe S-Gt1A, B, C.

Fig. 20: Comparison of the nitrate-contents of the groundwater (Gt 1, Gt 5, Gt 20, Gt 15, Gt 3) with the eluates of the appertaining sediment-sample S-Gt1A, B, C.

Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. KURZWEIL für die Erteilung dieses interessanten Diplomarbeitsthemas und die ausgezeichnete Betreuung sowie allen Angehörigen des Institutes für Ratschläge und Hilfestellungen; der NÖ Landesregierung, im besonderen Herrn HR D. I. KASPER (Abt. B/9), sowie Herrn Dr. BERGER (Abt. B/3), für Unterstützungen bei

der Wasseranalytik und der Sedimentprobennahme, weiters für die Zurverfügungstellung von Grundwasserschichtenplänen und der Müllkartei des Untersuchungsgebietes; den Vertretern der Gemeinden für die freundliche Hilfe bei der Wasserprobennahme. Herrn Dr. WESSELY (ÖMV AG) für die Überlassung von Unterlagen und wertvollen Kartenmaterials über die Geologie des Gebietes.

Herrn D. I. MÜLLER (Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal) für die Durchführung der Röntgenfluoreszenzanalytik.

Literatur

- BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. — 495 p., London (Min. Soc.).
- DIN 38414 Teil 2 (1985): Bestimmung des Wassergehaltes und des Trockenrückstandes bzw. der Trockensubstanz (S 2). — Schlamm und Sedimente (Gruppe S).
- DIN 38414 Teil 4 (1984): Bestimmung der Eluierbarkeit mit Wasser (S4). — Schlamm und Sedimente (Gruppe S).
- GATTINGER, T. & KÜPPER, H. (1964): Trinkwasser, Thermen und Tektonik im südlichen Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges., 57/1, 205–216, 2 Abb., Wien.
- GIER, S. (1990): Untersuchungen zur Entwicklung hochmineralisierter Grundwässer im nordwestlichen Randbereich des südlichen Wiener Beckens. — Dipl. Arb., Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, Wien.
- GRUPE, S. (1987): Reinigungsprozesse im Grundwasser am Beispiel einer Bor-Kontamination im Untergrund von Wien-Donaustadt. — Unveröff. Dipl. Arb., Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, Wien.
- KOLESAR, Chr. (1989): KONAN-Korngrößenanalyseprogramm. — Inst. f. Petrologie d. Univ. Wien, Wien.
- KÜPPER, H. (1951): Zur Kenntnis des Alpenabbruchs am Westrand des Wiener Beckens. — Jb. Geol. B.-A., 94, 1. Abschn., 41–60 (Der Bau des Abbruchrandes und der anschließenden Tertiärebene), Wien.
- KÜPPER, H. (1954): Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken. — Jb. Geol. B.-A., 97/2, 161–210, 6 Abb., 6 Tab., 5 Taf., Wien.
- KÜPPER, H. (1977): Über Thermen, Karst-, Formations- und Grundwässer im südlichen Wiener Becken. — Verh. Geol. B.-A., 1977/2, 105–120, 5 Abb., 2 Tab., Wien.
- KURZWEIL, H. (1973): Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. — Tschermarks Min. Petrogr. Mitt., 20, 169–215, 11 Abb., Wien.
- MATTHESS, G. (1990): Die Beschaffenheit des Grundwassers. — Lehrbuch der Hydrogeologie, 2, (2. Aufl.), 498 S., 139 Abb., 116 Tab., Berlin, Stuttgart (Gebrüder Bornträger).

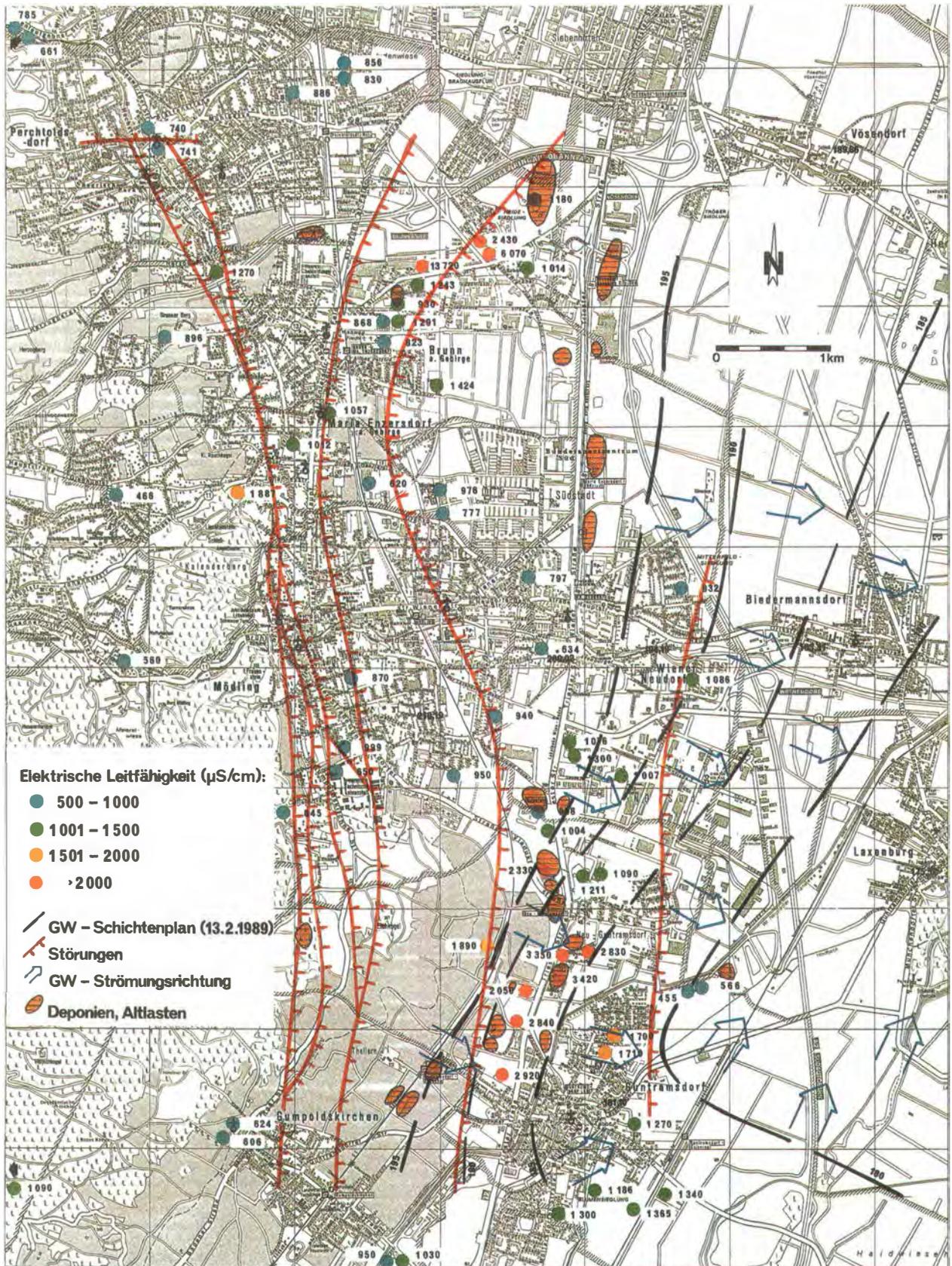


Abb. 21: Störungszonen, Grundwasserschichtenplan, Lage offizieller Deponien und Altlasten und Verteilungsmuster der elektrischen Leitfähigkeiten im Untersuchungsgebiet.

Fig. 21: Fault zones, water table contour lines, locations of the official disposal sites and distributional pattern of the electrical conductance in this area.

- MOORE, D. M. & REYNOLDS, R. C. jun. (1989): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. — 332 p., Oxford, New York (Oxford Univ. Press).
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. — N. Jb. Min. Mh., **196**, 148–163, 11 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- ÖNORM B 4412 (1974): Korngrößenverteilung.
- ÖNORM M 6250 (1986): Anforderung an die Beschaffenheit des Trinkwassers.
- PAPP, A. (1948): Das Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges., **39–41**, 99–193, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- PIPER, A. M. (1944): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. — Trans. Am. Geophys. Union, **25**, Washington D. C.
- PLÖCHINGER, B. (1979): Die Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme des Anninger-Gebietes (Niederösterreich). — Jb. Geol. B.-A., **122/2**, 429–453, 8 Abb., 1 Taf., Wien.
- PROHASKA, W. (1983): Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse am Westrand des südlichen Wiener Beckens. — Unveröff. Diss., Form. u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, Wien.
- SCHULTZ, L. G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for Pierre shale. — U.S. Geological Survey, Prof. Paper, **391-C**, p. C1–C31, 10 Abb., 8 Tab., Washington.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. — Band **2**, Außerzentralalpiner Anteil. — 711 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Verlag Deuticke).
- UNTERWELZ, H. (1976): Strukturkarte Oberkante Sarmat, 1:50 000, Wien.
- VENDEL, M. (1962): Zur Entstehung der Thermen des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges., **55**, 183–207, Wien.
- VOIGT, H. J. (1990): Hydrogeochemie. — 310 S., 107 Abb., 115 Tab., Leipzig, (Springer-Verlag).
- WESSELY, G. (1974): Rand und Untergrund des Wiener Beckens. — Verbindungen und Vergleiche. — Mitt. Geol. Ges., **66–67**, 265–287, 1 Abb., 3 Taf., Wien.
- WESSELY, G. (1983): Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. — Mitt. Geol. Ges., **76**, 27–68, 8 Taf., Wien.

New Crustacean Coprolites from the Upper Paleocene of North Caucasus

Neue Crustaceen-Koprolithen aus dem
Nord-Kaukasus (O. Paleozän)

B. SENOWBARI-DARYAN* & V. V. SILANTIEV**

with 4 figures and 2 plates

Keywords:

U. Paleocene
North Caucasus
Crustacea
Coprolites

Schlüsselwörter:

O. Paleozän
Nord-Kaukasus
Crustaceen
Koprolithen

Address of the authors:
Adresse der Autoren:

*Baba Senowbari-Daryan
Institute of Paleontology
University of Erlangen
Loewenichstr. 28
D-8520 Erlangen

**Vladimir V. Silantiev
Kazan University
Geological faculty
Chair of Paleontology
Lenin str. 4/5
Kazan/USSR

Abstract

Two new species of the ichnogenus *Palaxius* are described from Upper Paleocene deposits of North Caucasus. Coprolites were found in phosphate nodules occurring within the black argillites of the Goryachiy-Klyuch Formation. The new coprolites can be differentiated from similar species of *Palaxius* by the arrangement pattern of the longitudinal canals.

Zusammenfassung

Aus dem Paleozän vom Nordkaukasus werden zwei *Palaxius*-Arten *P. darjaensis* und *P. kumaensis* neu beschrieben. Die Koprolithen wurden in Phosphatkonkretionen gefunden, die in der Goryachiy-Klyuch-Formation auftreten. Die neuen Koprolithen unterscheiden sich von den ähnlich aussehenden *Palaxius*-Arten durch die Anordnung der Längskanäle.

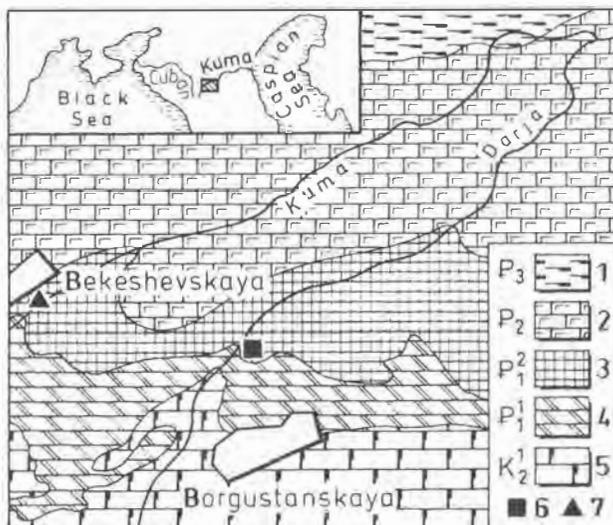


Fig. 1: General and geological map showing the localities of the coprolites described in this paper.

- 1) Clays (lower part of Majkopskaya series, Oligocene).
- 2) Marls and limestones (Beloglinskaya, Kumskaya, Cherkesskaya formation, Eocene).
- 3) Dark grey and black argillites with rare beds of opal-cristobalite rocks in the upper part (Goryachiylyuch and Abazinskaya formation, Upper Paleocene).
- 4) Marls (Elburganskaya formation, Lower Paleocene).
- 5) Limestones (Upper Cretaceous).
- 6) The locality of *Palaxius darjaensis* SILANTIEV, n. sp. 7) The locality of *Palaxius kumaensis* n. sp.

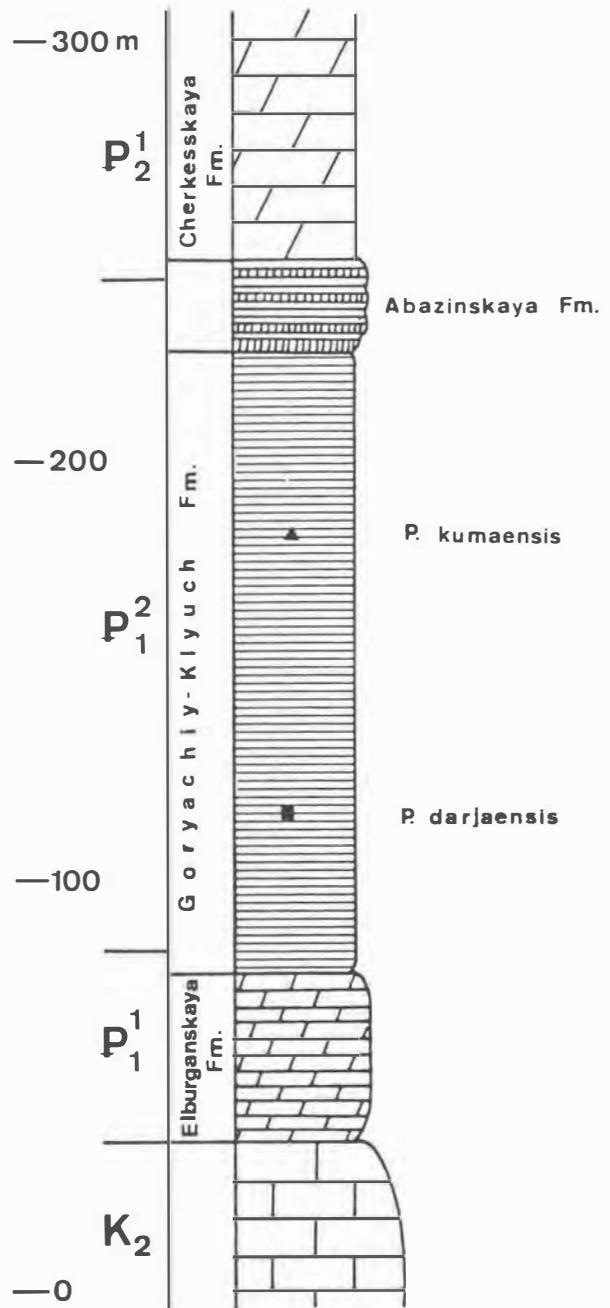


Fig. 2: Columnar section of the Goryachiy-Klyuch formation showing the locations of the fossil microcoprolites (for legend see fig. 1).

Introduction

Crustacean coprolites have been reported by several workers from different localities, especially from the Tethyan realm (MOLINARI PAGANELLI et al., 1980, 1986). MASLOV (1960, 1973) described the first crustacean coprolites (*Favreina salevensis* PAREJAS) from Paleogene deposits of Tadjik depression, USSR. Later, VIALOV (1978) reported the occurrence of *Favreina martellensis* BRÖNNIMANN &

ZANINETTI within Turonian deposits of the lower Amudaria-river in Turan Platform (Uzbekistan).

Two new species of the genus *Palaxius* BRÖNNIMANN & NORTON described herein were collected from Upper Paleocene deposits of the North Caucasus at two localities on the Darja and Kuma Rivers (text-fig. 1). These coprolites were found in phosphate nodules which are lithified crustacean burrows (pl. 1, fig. 1). The nodules occur within the dark grey and black argillites of the Goryachiy-Klyuch Formation (text-fig. 2). The argillites are approximately 120 m thick. The presence of a nannoplankton assemblage of the *Fasciculites tympaniformis* Zone (MUZYLOV, 1980) and planktonic foraminifers of the *Acarinina djanensis* and *A. subsphaerica* Zones (ZHIZHENKO & REZZNIKOV, 1968) testify to a Upper Paleocene age for the formation.

Paleontological Description

Phyllum Arthropoda SIEBOLD & STANNIUS, 1845

Class Malacostraca LATREILLE, 1806

Order Decapoda LATREILLE, 1803

Family Glypheidae? WINKLER, 1883

Genus *Palaxius* BRÖNNIMANN & NORTON, 1960

Type species: *Palaxius habanensis* BRÖNNIMANN & NORTON, 1960.

Palaxius darjaensis SILANTIEV, n. sp.
(pl. 1, fig. 2-6, text-fig. 3/C)

Derivatio nominis: Named for the Darja River.

Holotype: The transverse section of the specimen illustrated in pl. 1, fig. 2 (thin section 104-6/1).

Locus typicus: North Caucasus, the right bank of the Darja River, about 3 km north of Borgustanskaya (see fig. 1).

Stratum typicum: Upper Paleocene.

Repository: Kazan State University, Geological Museum (coll. No. 35); Kazan, USSR.

Material: About 30 specimens in thin sections 104-6/1, 104-6/2, 104-6/5, 902-3/2, 902-3/3.

Diagnosis: The rod-shaped coprolite penetrated by two symmetrically located longitudinal canals. The cross section of the canals are dumb-bell-like. The canals are directed with their convex side away from the center of the coprolite.

Differential diagnosis: *Palaxius darjaensis* SILANTIEV n. sp. has two canals as also seen in the Anisian species *Palaxius rhomboideus* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BAUD (1972) and Lower to Middle Liassic species *Palaxius montemeranoensis* BLAU & GRÜN (1989). The new species can be distinguished from *P. rhomboideus* by the subcircular trace of the coprolite in transverse section and also by the position of the canals; the convex sides of the canals in *Palaxius rhomboideus* are directed towards the center of the coprolite (see text-fig. 3/A) but away from the center in *Palaxius darjaensis*. *P. darjaensis* differs from *P. montemeranoensis* by the size and arrangement of the canals; the canals of *P. darjaensis* are smaller (relative to the coprolite's diameter) and are located closer to the center of the coprolite. The differences between the three mentioned coprolites are shown in text-fig. 3.

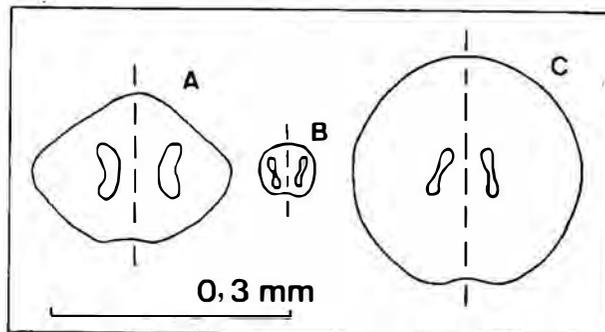


Fig. 3: Position and arrangement of canals in the plane of symmetry in A) *Palaxius rhomboideus* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BAUD, B) *Palaxius montemeranoensis* BLAU & GRÜN and C) *Palaxius darjaensis* SILANTIEV, n. sp.

Description

It is a rod-shaped coprolite with two longitudinal canals, 0.28–0.31 mm in diameter. The outline of the coprolite's transverse section is subcircular with a slightly concave "ventral" margin. The canals are situated close to the coprolite's center and have the appearance of slightly curved, dumb-bell-shaped pores. The medial portion of the canal is thin and drop-shaped extensions are observed at either end. The convex sides of the canals are directed toward the outside of coprolite. By connecting the symmetrical ends of the canals by straight lines an equilateral trapezium is formed, the base of which is directed towards the "ventral" margin of coprolite. The canals transverse sections are approximately 0.04–0.05 mm in length and about 0.01 mm in width in the central part. The diameter of the drop-shaped extensions is approximately 0.02 mm. The ratio of canal length to

diameter of coprolite is 0.16–0.22. The angle between the canals and the plane of symmetry is 15–20°.

Remarks

The coprolites are composed of very fine-grained, yellow, phosphatic material, while the longitudinal canals are usually filled by microcrystalline pyrite. Due to deformation, the outline of the canals in cross section may appear to be hook-shaped or crescent-shaped pores.

Palaxius kumaensis n. sp.
(pl. 2, fig. 1–12, text-fig. 4/C)

Derivatio nominis: Named for the Kuma River.

Holotype: The transverse section of the specimen illustrated in pl. 2, fig. 1 (thin section 901–1).

Paratypes: All specimens illustrated in pl. 2, fig. 2–12.

Locus typicus: North Caucasus, the left bank of the Kuma River on the east side of Beshevskaia (fig. 1).

Stratum typicum: Upper Paleocene.

Repository: Kazan State University, Geological museum (coll. No. 35); Kazan, USSR.

Material: 12 specimens in thin section 901–1, 901–2, 901–3, 901–4.

Diagnosis: A species of *Palaxius* with four longitudinal canals. The transverse section of the canals are hook-shaped. The convex sides of the canals are directed away from the center of the coprolite. The canals are arranged in two bilaterally symmetrical groups, each consisting of two canals. The longer parts of the canals of each group lie on the same line, the interval between them is rather small.

Differential diagnosis:

From all known species of *Palaxius* only *P. salataensis* BRÖNNIMANN, CROS and ZANINETTI (1972) and *P. tetraochetarius* PALIK (1965) have four canals as seen in the new species. *P. salataensis* was originally described from the Infraliassic or Rhaetian deposits of the Dolomites (Italy), but it occurs also in Permian and Cretaceous deposits and seems to have a long stratigraphic range (SENOWBARI-DARYAN & GRÖTSCH, in press; SENOWBARI-DARYAN, WEIDLICH & FLÜGEL, in press). *P. tetraochetarius* is known only from the Lower Cretaceous of Hungary.

Palaxius kumaensis n. sp. can be distinguished from *P. salataensis* BRÖNNIMANN, CROS and ZANINETTI and from *P. tetraochetarius* PALIK by the pattern of arrangement of the canals, and also by the hook-shaped outline of the canals in cross section (see text-fig. 4).

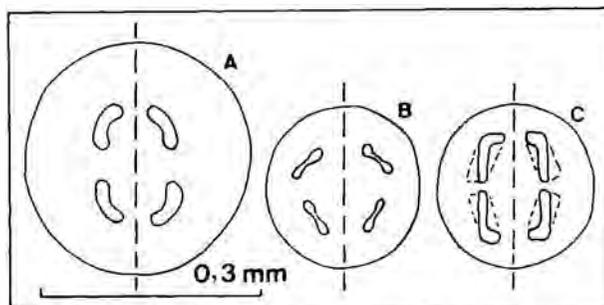


Fig. 4: Position and arrangement of canals in the plane of symmetry in A) *Palaxius salataensis* BRÖNNIMANN, CROS & ZANINETTI, B) *Palaxius tetraochetarius* PALIK and C) *Palaxius kumaensis* n. sp. (dotted line shows the outlines of canals which arose during extensive pyritization of the coprolite).

Description

This small rod-shaped coprolite, characterized by four longitudinal canals, has a subcircular outline in transverse section. The diameter of the coprolite varies from 0.11 mm to 0.22 mm. The canal's cross section is hook-shaped. The convex side of the canals are directed away from the center of the coprolite. Canals are arranged in two bilaterally symmetrical groups, each with two canals. The longer portions of the canals run more or less parallel to the plane of symmetry. In each group, the longer parts of the canals lie on the same line and the interval between them ranges from 0.005 to 0.01 mm. Canals are approximately 0.04–0.06 mm in length and approximately 0.01–0.02 mm in width.

Remarks

Palaxius kumaensis n. sp. was found in phosphate nodules which contain many inclusions of microcrystalline pyrite. Coprolites are well-preserved only in the pyritic portions of the nodules and are composed of very fine-grained, yellow phosphatic material. The longitudinal canals consist of microcrystalline pyrite. In the cases where the coprolites have been strongly pyritized, the original hook-shaped outline of the canals becomes rectangular (in cross section).

For this reason, the canals of each symmetrical groups may be fused, and it may appear that the coprolite is penetrated only by two canals (pl. 2, fig. 4–5, 7).

Discussion

Crustacean coprolites are typically trace fossils of shallow-water environment. The oldest occurrence of coprolites represented by the genus *Favreina* has been documented in a Devonian boulder from the Rif Mountains, Northern Marocco (FLÜGEL & HERBIG, 1984; HERBIG, in press). The oldest report of the genus *Palaxius* comes from the Permian shallow-water carbonates of Oman (SENOWBARI-DARYAN, WEIDLICH & FLÜGEL, in press). *Palaxius* is a cosmopolitan trace fossil, known from several Mesozoic and Caenozoic localities (MOLINARI PAGANELLI et al., 1986, SENOWBARI-DARYAN & STANLEY 1986). There are no reports of Paleocene crustacean coprolites. The occurrence of *Palaxius* within the Upper Paleocene deposits of Caucasus is evidence of the presence of this genus during this time and therefore it ranges at least from the Permian to the Paleocene.

References

- BLAU, J. & GRÜN, B. (1989): *Palaxius monteranoensis* n. sp., ein Anomuren-Koprolith aus roten Kalken der „Serie Toscana“ (Lias, Italien). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1989(8), 467–473, 5 figs., Stuttgart.
- BRÖNNIMANN, P., CROS, P. & ZANINETTI, L. (1972): New thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolites from infraliassic limestones of the Dolomites, Italy. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 921–928, 2 figs., 1 pl., Innsbruck.
- , ZANINETTI, L. & BAUD, A. (1972): New thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolites from the Anisian of the Préalpes médianes rigides of Switzerland and France (Chablais). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 885–904, 9 figs., 1 pl., Innsbruck.
- FLÜGEL, E. & HERBIG, H. G. (1984): Mikrofazies karbonischer Kalkgerölle aus dem Paläozoikum des Rif (Marokko): Ein Beitrag zur Paläogeographie der westmediterranen Paläothys im Karbon. — Facies, 19, 271–300, 6 figs., pl. 43–46, Erlangen.
- HERBIG, H. G. (in press): First late Devonian Crustacean Coprolites. — J. Paleont. (in press).
- MASLOV, V. P. (1960): Coprolites, tracks of boring organisms and their importance for a lithologist. — Akad. Nauk SSSR, Izvest., ser. geol., 1960(10), 81–86, 1 fig., 1 pl., Moskva (in Russian).
- (1973): Microcoprolites. — [In:] Atlas of rock-building organisms, p. 103–106, 1 fig., 2 pls., Izdatel'stvo „Nauka“, Moskva (in Russian).
- MOLINARI PAGANELLI, V., RICCHEZZI, P. M. & TILIA ZUCCARI, A. (1980): I coproliti di crostacei – Rassegna bibliografica ed annotazioni tassonomiche. Parte I. Genere *Favreina*. — Boll. Ser. Geol. Italia, 100, 409–453, 13 figs., 2 tabs., 3 pls., Roma.
- , RICCHEZZI, P. M. & TILIA ZUCCARI, A. (1986): I coproliti di crostacei – Rassegna bibliografica e annotazioni tassonomiche. Parte II: Generi *Helicerina*, *Palaxius*, *Parafavreina* e *Thoronetia*. — Boll. Ser. Geol. Italia, 309–344, 19 figs., 1 tab., 3 pls., Roma.
- MUZYLÖV, N. G. (1980): Stratigraphy of the Paleogene of the South of USSR by Nannoplankton (the North Caucasus and the Crimea). — Izdatel'stov. „Nauka“, 97 p., 8 figs., 3 tabs., 8 pls., Moskva (in Russian).
- PALIK, P. (1965): Remains of crustacean excrement from the Lower Cretaceous of Hungary. — Micropaleontology, 11(1), 98–104, 2 pls., New York.
- SENOWBARI-DARYAN, B. & GRÖTSCH, J. (in press): *Palaxius salataensis*: an anomuran coprolite from the mid-Cretaceous of the „MIT“ Guyot in Pacific. — Ichnos (in press).
- & STANLEY, G. D. (1986): Thalassinid anomuran microcoprolites from Upper Triassic carbonate rocks of central Peru. — Lethaia, 19, 343–354, 8 figs., Oslo.
- , WEIDLICH, O. & FLÜGEL, E. (in press): Crustaceen-Koprolithen aus dem Perm von Oman. — Paläont. Z. (in press).
- VIALOV, O. S. (1978): Favreinidae (coprolites of Crustacea) from Turonian of the Lower Amudaria. — Paleont. sbornik, 15, 58–67, 1 fig., Lvov (in Russian).
- ZHIZHCENKO, B. P. & REZNIKOV, V. I. (1968): Paleogene system. [In:] Geology of the USSR, 9 (North Caucasus): 334–388, 10 figs., 4 tabs., Izdatel'stvo „Nedra“, Moskva (in Russian).

Plate 1

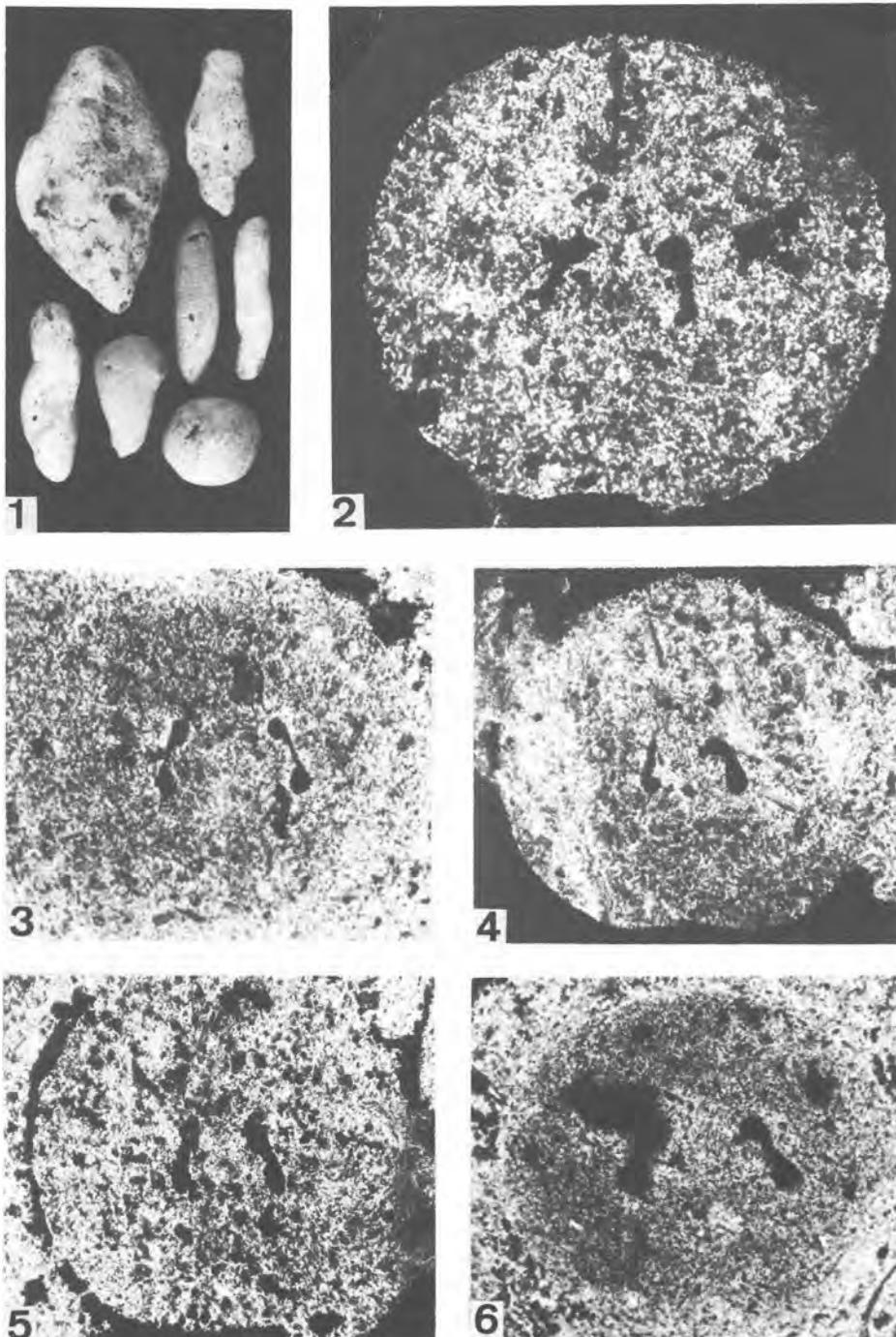


Fig. 1: Phosphate nodules containing crustacean coprolites. 0,75x.

Fig. 2-6: *Palaxius darjaensis* SILANTIEV, n. sp.

Fig. 2: Holotype. Transverse section showing two canals arranged in the plane of bilateral symmetry. Thin section 104-6/1, 235x.

Fig. 3, 6: Transverse section. Thin section 902-3/2, 175x.

Fig. 4, 5: Transverse section. Thin section 104-6/1, 175x.

Plate 2

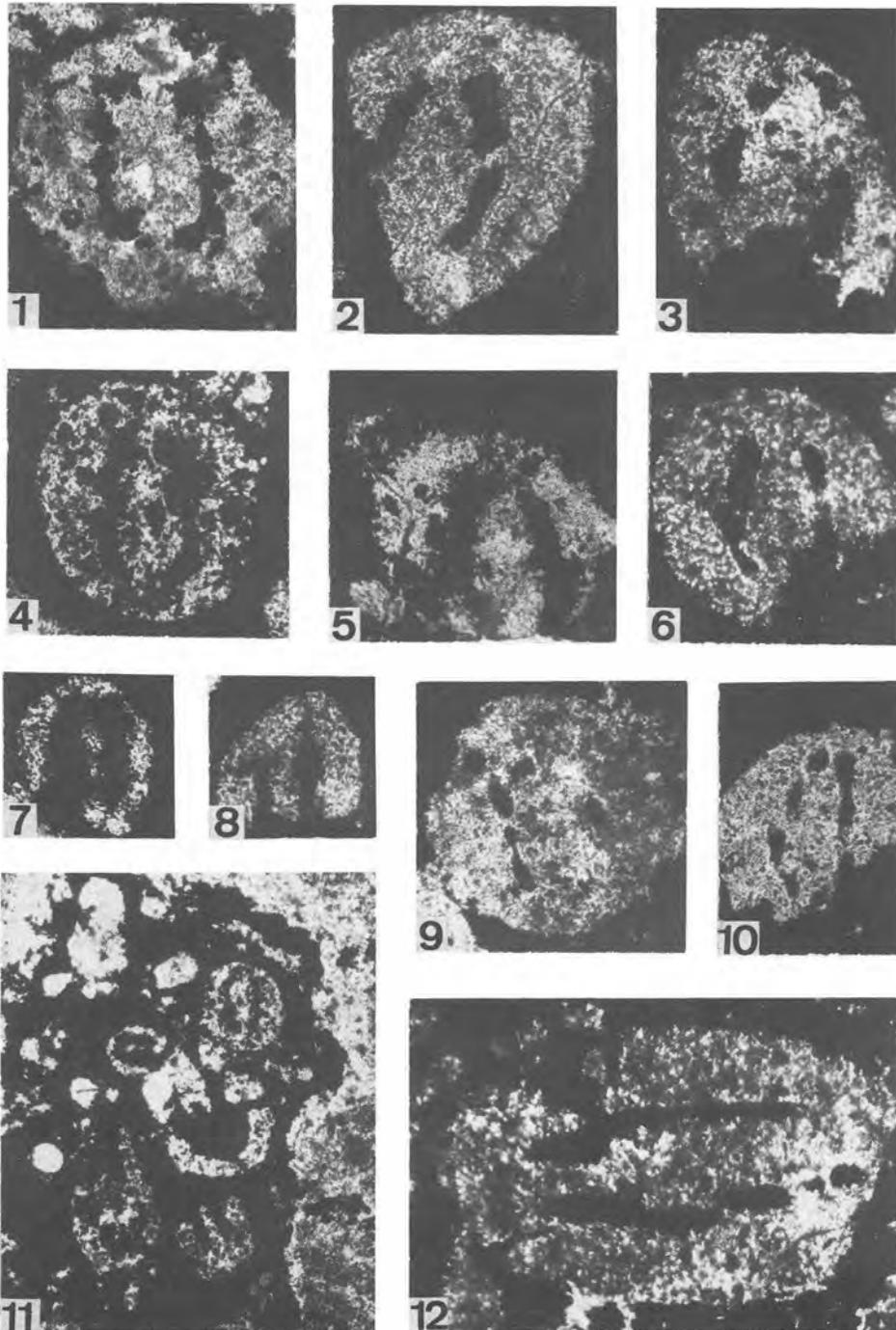


Fig. 1-12: *Palaxius kumaensis* n. sp.

Fig. 1: Holotype. Transverse section showing four hook-shaped canals arranged in two groups in the plane of bilateral symmetry. Thin section 901-1, 180x.

Fig. 2: Transverse section. Because of intensive pyritization the hook-shaped canals look rectangular. Thin section 901-2, 180x.

Fig. 3, 6: Transverse sections. thin section 901-3, 180x.

Fig. 4, 7: Transverse sections. Because of intensive pyritization the canals of each symmetrical groups are fused. Thin section 901-2, 180x.

Fig. 5, 9, 10: Transverse sections: Thin section 901-4, 180x.

Fig. 8, 12: Tangential sections. thin section 901-3, 180x.

Fig. 11: General view of transverse and longitudinal sections of coprolites in the pyrite burrow. Thin section 901-2, 72x.

**Neritische Oberjura- und
Unterkreide-Kalkgerölle aus den
Losensteiner Schichten (Alb–Cenoman) der
Typlokalität Stiedelsbachgraben
(Oberösterreich; Nördliche Kalkalpen)**

**Neritic limestone pebbles (Late Jurassic–Lower Cretaceous) of
the Losenstein Formation (Albian–Cenomanian) from the
type locality Stiedelsbachgraben
(Upper Austria/Northern Calcareous Alps)**

F. SCHLAGINTWEIT

mit 4 Abbildungen und 2 Tafeln
ÖK 50, Blatt 69 und 70

Schlüsselwörter:

*Oberösterreich
Kalkalpine Randzone
Losensteiner Schichten
Konglomerate
Malmkalkgerölle
Urgonkalkgerölle
Orbitolinenfauna*

Keywords:

*Upper Austria
Northern Calcareous Alps
Losenstein Formation
Conglomerates
Limestone pebbles
Orbitolinids*

Adresse des Autors:
Address of the author:

Dr. Felix Schlagintweit
Denningerstraße 46
D-8000 München 80

Inhalt

	Seite
Kurzfassung, Abstract	85
1. Einleitung	85
2. Mikrofazies der Gerölle	87
2.1. Oberjura (Oxford–Tithon/?Berriasian)	87
2.2. Unterkreide (Barrême–Apt)	87
3. Vergleich der allochthonen Urgonkalke der Losensteiner Schichten und der Gosau-Basiskonglomerate	88
3.1. Mikrofazies	88
3.2. Orbitolinen-Fauna	88
3.3. Megaskopische Ausbildung und Geröllgröße	90
3.4. Geröllassoziationen	90
4. Schlußfolgerungen	90
5. Literatur	91

Contents

	page
Kurzfassung, Abstract	85
1. Introduction	85
2. Pepple microfacies	87
2.1. Late Jurassic (Oxfordian–Tithonian/?Berriasian)	87
2.2. Early Cretaceous (Barremian–Aptian)	87
3. The allochthonous Urgonian limestones of the Losenstein Formation in comparison with those of the basal Gosau Conglomerates	88
3.1. Microfacies	88
3.2. Orbitolinid fauna	88
3.3. Megascopical appearance and size of the pebbles	90
3.4. Pebbles assemblage	90
4. Conclusion	90
5. References	91

Kurzfassung

Aus den Losensteiner Schichten (Alb-Cenoman) der Typlokalität am Stiedelsbach/Oberösterreich werden Kalkgerölle in neritischer Fazies des Oberjura (Typus Sulzfluhkalk und Plassenkalk) und der Unterkreide (Urgonfazies) beschrieben. Sie belegen die einheitliche Geröllführung der Losensteiner Schichten vom Allgäu bis nach Oberösterreich und vermitteln geographisch und geologisch zu Äquivalenten weiter im Osten, im Bereich der Karpaten. Die Gerölle werden von einem heute nicht mehr existenten, exotischen Rücken im Grenzbereich Kalkalpin/Penninikum abgeleitet. Die Unterschiede zu den ortsfremden Urgonkalken, die in den Internbereichen der Nördlichen Kalkalpen auftreten, werden diskutiert.

Abstract

Limestone pebbles in neritic facies of Upper Jurassic (Type Sulzfluh-/Plassen-Limestone) and Lower Cretaceous (Urgonian) are described from the Losenstein Formation (Albian-Cenomanian) of the type locality at the Stiedelsbach/Upper Austria. They give witness of the uniformity in the conglomerate spectra of the Losenstein Formation from the Allgäu area to Upper Austria and mediate geographically as well as geologically to equivalents further to the east, in the Carpathian realm. Differences to the allochthonous Urgonian limestone pebbles occurring in the internal parts of the Northern Calcareous Alps are discussed.

1. Einleitung

Der Formationsbegriff „Losensteiner Schichten“, mit der Typlokalität Stiedelsbachgraben E-Losenstein/Oberösterreich, wurde von KOLLMANN (1968) für die mittelkretazische klastikareiche Serie mit turbiditischen Sandschüttungen und groben Geröllen aufgestellt, die im Tiefbajuvarikum aus den pelitisch ausgebildeten Tannheimer Schichten hervorgeht.

Das Typusprofil besitzt nach neuen mikropaläontologischen Untersuchungen einen stratigraphischen Umfang von mittlerem Alb bis Vraconnian (? unteres Cenoman) (WEIDICH 1990).

Geologische und tektonische Untersuchungen der kalkalpinen Randzone im Bereich der unteren Enns und der Weyerer Bögen finden sich bei LÖGTERS (1937), ABERER (1951), GOTTSCHLING (1968), EGGER (1985) und WIDDER (1988).

Für vergleichbare Sedimente bis in den Wiener Raum verwendet LÖCSEI (1974) ebenfalls die Bezeichnung Losensteiner Schichten. GAUPP (1980: 185) überträgt den Begriff „aufgrund fast identischer Ausbildung im Vergleich zur Typlokalität“ auf äquivalente Serien im Westteil der Nördlichen Kalkalpen bis in den Bereich des Kleinen Walsertales.

Während die Losensteiner Schichten früher noch als Flachwasserbildungen angesehen wurden (MÜLLER 1973:86 „Deltabildungen“; ZEILL 1955: „Strandzone“), erkannte erstmalig LÖCSEI (1974: 45), „daß die klastische Serie im tieferen Wasser abgelagert wurde“. Unter Anwendung des Tiefseefächer-Modells von WALKER (1978) konnte GAUPP (1980) zeigen, daß es sich um typische Ablagerungen kleinräumiger, submariner Fächer handelt. In ihnen wurden, oftmals mit starker basaler Rinnersion, Klastika aus Flachwasserbereichen radial-fingerförmig in bathyale Meeresbereiche transportiert.

Die Gesteinskomponenten der Konglomerate werden dabei von einem ehemals nördlich des Oberostalpins gelegenen Liefergebiet in unterostalpinen (Rumunischer Rücken; z. B. LÖGTERS 1937; GAUPP 1980, 1983) oder mittelpenninischer Position (Ultrapienidischer Rücken; z. B. TOLLMANN 1987, 1989) abgeleitet. Für viele Autoren ist der „exotische Rücken“ auch der Lieferant der exotischen Kristallingerölle der Gosau (z. B. FAUPL 1979; LEISS 1988). RUTTNER (1987) sieht in ihm auch das Liefergebiet für Bauxitvorkommen in der Gosau.

Die Diskussion um die tektonische Stellung der tributären Provinz ist noch im Gange (TOLLMANN 1987:66ff.). Einige Autoren sehen in dem exotischen Rücken die Fortsetzung der Pieniny-Kordillere der Karpaten (z. B. TOLLMANN 1972, 1987; MIŠÍK & MARSCHALCO 1988). Der lithologische Aufbau des „Pieniny exotic ridge“ (= „Exotic Andrusov ridge“, BIRKENMAJER 1988) konnte anhand von Geröllanalysen durch MIŠÍK & SYKORA (1981) rekonstruiert werden.

Bei früheren Bearbeitern standen besonders die exotischen, allothigenen Kristallingerölle im Blickpunkt des Interesses (ZEIL 1955; MÜLLER 1973). LÖCSEI (1974:44) vermutet noch, daß die Kalk- und Dolomitgerölle aus den nördlichen Abschnitten der Kalkalpen selbst stammen, d. h. daß das ehemalige Liefergebiet nur aus Kristallin aufgebaut sei. Es war das Verdienst von GAUPP gewesen, die stratigraphische Profilsäule des Liefergebietes mit seinem kristallinen, paläozoischen Basement und seiner mesozoischen Sedimentbedeckung rekonstruiert zu haben.

In dem recht bunten Geröllspektrum sind, abgesehen von Kristallin- und Vulkanitgeröllen, vor allem Gerölle von litoralem Malm in Sulzfluhkalk- bzw. Plassenkalk-Fazies (= Malm of Stramberk type bei MIŠÍK & MARSCHALCO 1988:107), neritische Unterkreidekalke (Urgon-Fazies) und pelagische Triaskalke mit Conodonten von paläogeographischer Bedeutung. Während GAUPP (1980) alle Gerölle von einem nördlich gelegenen, exotischen Rücken ableitet, bezieht WINKLER (1988:372) die „exotischen“ Oberjurakalke aus internen Bereichen der Kalkalpen. Er führt in diesem Zusammenhang die von

SCHÜTZ (1979) aus der Thiersee-Karwendel-Mulde beschriebenen Resedimentkalke, Äquivalente der tirolischen Barmsteinkalke, an. Da aber die mergelig-sandige Sedimentation in dieser Synklinale mit Sicherheit bis in das Alb anhielt (RISCH 1985; WEIDICH 1987) und der Lechtaldecken-Nordrand emergiert war (GAUPP 1980) kann der Annahme von WINKLER hier nicht zugestimmt werden.

Die pelagischen Triaskalke finden bei GAUPP (1980) zwar keine Erwähnung, sind aber in Alb-Konglomeraten der karpatischen Klippenzone "extraordinarily abundant" (MIŠÍK & SYKORA 1981; MIŠÍK & MARSCHALCO 1988:104). Gerade diese pelagischen Triaskalke bereiten Schwierigkeiten bei paläogeographischen Rekonstruktionen, da ihr Transport von südlichen Einheiten bis in die Externzonen der Karpaten nicht problemlos erklärt werden kann. KÁZMÉR & KOVACS (1989) plädieren für ein Modell mit dem späteren exotischen Rücken als ehemaligen Teil der nördlichen Begrenzung des Vardarozeans („Vardar type exotic pebbles“). Durch Versatz entlang von Transform faults, die mit der Schließung des Vardarozeans im späten Jura in Zusammenhang standen, soll demnach die spätere Pieniny Kordillere nach Norden gelangt sein. Diese Deutung würde aber die Hypothese des Pieniny Rückens der Karpaten als direkte Fortsetzung des Rumunischen Rückens der Ostalpen ins Wanken bringen, da dort nirgends solche transform faults nachgewiesen sind. Zudem wurde unlängst die Abstammung der in den Losensteiner Schichten auftretenden detritischen Chromspinelle von penninischen Ophiolithkomplexen anhand „geochemischer Fingerabdrücke“ belegt (POBER & FAUPL 1988). Nach POBER & FAUPL finden sich Chromspinelle, die wahrscheinlich aus der dinaro-hellenischen Ophiolithzone des Vardarozeans abzuleiten sind, nur in den tirolischen Roßfeld-Schichten und in den Basisserien einiger Gosauvorkommen.

In der vorliegenden Arbeit werden Gerölle von litoralem Malm und Urgonkalken der Losensteiner Schichten vorgestellt. Beide Gerölltypen wurden erstmalig von GAUPP (1980) aus dem Allgäuer Raum beschrieben. Aus den Losensteiner Schichten der kalkalpinen Randzone Österreichs sind sie bisher nicht bekannt gemacht worden (WEIDICH 1984:547).

Der Hauptteil der in dieser Arbeit untersuchten Gerölle stammt von der Typlokalität der Losensteiner Schichten im Stiedelsbachgraben (Abb. 1) (ÖK 1:50.000, Blatt 69 Großraming). Weitere Gerölle wurden bei einer gemeinsamen Geländebegehung mit Dr. M. WAGREICH (Wien) an einem Straßenaufschluß ca. 14 km östlich von Losenstein aufgesammelt. Der Aufschluß (Abb. 2) befindet sich an der Straße von Waidhofen a. d. Ybbs nach Großraming, ca. 2 km SE von Maria Neu-

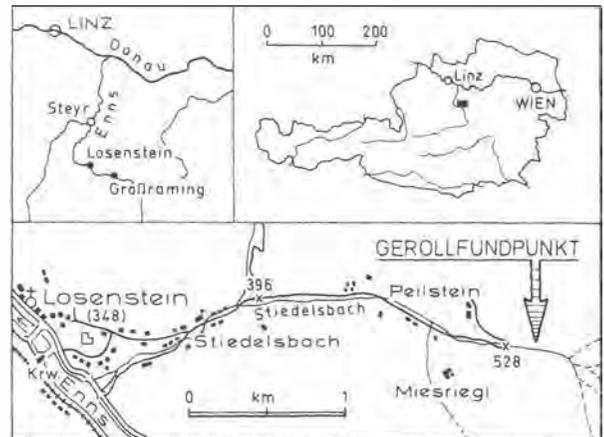


Abb. 1: Topographische Lageskizze des Typusprofils der Losensteiner Schichten.

Fig. 1: Topographic location of the type profile of the Losenstein Formation.



Abb. 2: Topographische Lageskizze des Geröllfundes SE Maria Neustift.

Fig. 2: Topographic location of the point of pebble discovery SE of Maria Neustift.

stift bei der Abzweigung Güterweg Geyerlehen (ÖK 1:50.000, Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs). Nannofossilien von dieser Lokalität lieferten nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Dr. M. WAGREICH ein Oberalb-Alter (? Untercenoman). Für den geologisch-tektonischen Rahmen der genannten Lokalität sei auf die Arbeit von WIDDER (1988) verwiesen.

Neritische Malm- und Unterkreidekalke wurden vor kurzem auch aus den Konglomeraten der Tratenbach-Schichten (Oberkreide-Alttertiär) der kalkalpinen Randzone bei Lenggries/Oberbayern beschrieben (KIRSCH 1988). Sie werden von demselben Liefergebiet abgeleitet, das auch die Losensteiner Schichten belieferte. Während Orbitolinen-Sandsteine des Cenomans, wie auch in den Konglomeraten der Pieniny Klippenzone (MIŠÍK & MAR-SCHALCO 1988: Tab. 1), die jüngsten datierbaren Gerölle darstellen und somit das Sedimentationsende auf dem Rücken anzeigen, dauern die Schüttungen dieses Schwellenbereichs in den Nördlichen Kalkalpen (zumindest lokal) bis mindestens in den Zeitbereich oberstes Turon/Coniac (KIRSCH 1988:162).

2. Mikrofazies der Gerölle¹

2.1. Oberjura (Oxford-Tithon/?Berriasian; Taf. 1)

Der überwiegende Teil der meist milchfarbenen, gut gerundeten und zum Teil polierten Gerölle (Größe: max. 10 cm) entspricht, wie von GAUPP (1983:160) bereits festgestellt wurde, in seiner mikrofaziel- len Ausbildung dem unterostalpinen Sulzfluh- bzw. dem oberostalpinen Plassenkalk (z. B. STEIGER & WURM 1980).

Die unter niedrig-energetischen Bedingungen gebildeten Biomikrite und Biopelmikrite (wacke- bis packstones) enthalten als Biogene benthonische Foraminiferen, Dasycladaceen, Echinodermen, Mikroproblematika und Reste des Kalkschwamms *Cladocoropsis mirabilis* FELIX. In einigen Gerölltypen sind vor allem die Foraminifere *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK und das Problematikum *Tubiphytes* besonders häufig und faziesbestimmend (Taf. 1, Abb. 1, 8). Die vereinzelt auftretenden Gerüstbildner sind oftmals von Thaumaporellen, *Bacinella/Lithocodium* und *Pseudolithocodium carpathicum* MIŠÍK umwachsen. Unter den Foraminiferen ist allgemein eine relativ geringe Diversität und Densität festzustellen.

Biosparite und Biopelsparite (grainstones, packstones) gehören zu den selteneren Geröllfunden. In ihnen sind die Biogene stark abgerundet und oftmals ooidisch umkrustet oder weisen destruktive Mikritsäume auf (Taf. 1, Abb. 6).

Festzuhalten ist noch, daß sämtliche Gerölle rein karbonatisch ausgebildet sind; detritischer Quarz und Schwerminerale fehlen ebenso wie aufgearbeitete Lithoklasten älterer Gesteine.

Folgende Faunen- und Florenelemente konnten in den Dünnschliffen identifiziert werden:

Foraminiferen:

- Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA
- Nautiloculina oolithica* MOHLER
- Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK (Taf. 1, Abb. 2)
- „*Conicospirillina*“ *basiliensis* MOHLER (Taf. 1, Abb. 4)
- Labyrinthina* cf. *mirabilis* WEYNSCHENK (Taf. 1, Abb. 6)
- Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE

Kalkalgen:

- Salpinogoporella pygmaea* (GÜMBEL)
- Clypeina jurassica* FAVRE
- „*Macroporella*“ *praturloni* DRAGASTAN (Taf. 1, Abb. 7)
- Pseudocymopolina jurassica* (DRAGASTAN) ELLIOTT

Mikroproblematika:

- Thaumaporella parvovesiculifera* RAINERI (Taf. 1, Abb. 5)
- Bacinella irregularis* RADOIČIĆ
- Lithocodium aggregatum* ELLIOTT
- Pseudolithocodium carpathicum* MIŠÍK (Taf. 1, Abb. 3)
- Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER
- Tubiphytes* cf. *morroneis* CRESCENTI (Taf. 1, Abb. 8)

Die Foraminiferenfauna und die Kalkalgen erlauben eine stratigraphische Einstufung der Gerölle in den Zeitbereich Kimmeridge bis Tithon/?Berriasian (BENEST et al. 1975; BASSOULLET & FOURCADE 1979; AZEMA et al. 1979). Die auftretenden Mikroproblematika sind für die stratigraphische Einstufung der Gerölle wertlos, sind jedoch für bestimmte Ablagerungsmilieus kennzeichnend.

Pseudolithocodium carpathicum MIŠÍK, 1979 wurde anhand von Funden in Malmkalkgeröllen der Pieniny-Klippenzone aufgestellt.

2.2. Unterkreide (Barrême-Apt; Taf. 2)

Die Gerölle entsprechen in ihrer mikroskopischen Ausbildung der im Raum der mediterranen Tethys weit verbreiteten Urgonfazies. Unter den zumeist grauen Kalkgeröllen (Größe max. 10 cm) dominieren Dasycladaceen- und Foraminiferen-Biomikrite (wackestones), die typische Bildungen einer flachen, niedrig-energetischen Lagune darstellen (Fazieszone 7 bei WILSON 1975). Die Foraminiferenfauna ist durch einen hohen Anteil an Milioliden (bis über 50%) und großwüchsige Lituolinae (*Mayncina*, *Choffatella*) gekennzeichnet. In einzelnen Geröllen können orbitolinide Großforaminiferen, oftmals monospezifisch, in gesteinsbildenden Mengen auftreten. Weitere Biogene wie Ostrakoden und Nerineen sind sehr selten.

Vereinzelt Funde von Biospariten (grainstones) mit abgerollten Orbitolinen und Dasyclada-

¹Die Dünnschliffe befinden sich in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, Abteilung Mikropaläontologie (Prof. WEIDICH).

ceen repräsentieren Ablagerungen höherenergetischer Kalksandbarren, die auf externen Plattformbereichen auftreten (Fazieszone 6 bei WILSON 1975). Zu den selteneren Funden gehören Orbitolinen-Biosparite mit Kristallindetritus, die bereits von HAGN (1982:56, leg. WEIDICH) erwähnt wurden.

Folgende Mikrofossilien konnten identifiziert werden:

Foraminiferen:

- *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER (Taf. 2, Abb. 3)
- *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH)
- *Orbitolinopsis* aff. *buccifer* ARNAUD-VANNEAU & THIEULOY (Taf. 2, Abb. 9)
- *Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE
- *Paracoskinolina* ? *jourdanensis* FOURY & MOULLADE (Taf. 2, Abb. 5, 7)
- *Mayncina bulgarica* LAUG, PEYBERNÈS & REY (Taf. 2, Abb. 8)
- *Melathrokerion valserinensis* CHAROLLAIS & BRÖNNIMANN
- *Sabaudia minuta* (HOFKER)
- *Sabaudia briacensis* ARNAUD-VANNEAU
- *Valvulineria* ? n. sp. 2 ARNAUD-VANNEAU
- *Earlandia* ? *conradii* ARNAUD-VANNEAU
- *Derventina filipes* NEAGU
- *Trocholina odukpaniensis* DESSAUVAGIE
- Ferner Cuneolinen und Glomospiren.

Kalkalgen:

- *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ (Taf. 2, Abb. 2, 4)
- *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ)
- *Boueina hochstetteri* TOULA

Mikroproblematika:

- *Coptocampylodon fontis* PATRULIUS

Die mit einem Stern versehenen Faunen- und Florenelemente konnten vom Autor auch in den innerkalkalpinen Urgonkalkgeröllen nachgewiesen werden (SCHLAGINTWEIT 1991).

Die aufgeführten Kalkalgen und Foraminiferen erlauben eine stratigraphische Einstufung der Gerölle in den Zeitbereich Barrême/Apt (z. B. ARNAUD-VANNEAU 1980). Jüngere Gerölle in Urgon-Fazies konnten in dem untersuchten Material nicht nachgewiesen werden. MIŠÍK & SYKORA (1981: Taf. 10, Abb. 1) bilden ein Geröll aus der Pieniny Klippenzone ab, das mit den Rotalgen *Paraphyllum primævum* LEMOINE und *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE in das Alb („Urgo-Alb“) zu stellen ist (vgl. POIGNANT 1981: Abb. 1).

3. Vergleich der allochthonen Urgonkalke der Losensteiner Schichten und der Gosau-Basiskonglomerate

Während die neritischen Malmkalk-Gerölle der kalkalpinen Randzone eine perfekte Faziesrekurrenz zu den anstehenden Plassenkalken und vergleichbaren Geröllen in den Gosau-Basiskonglomeraten darstel-

len, zeigen die Urgonkalkgerölle auffallende Unterschiede. Sie betreffen die Mikrofazies, die Orbitolinenfauna, die Geröllgröße und die megaskopische Ausbildung. Hinzu kommen noch Unterschiede in der Geröllassoziation.

3.1. Mikrofazies

Den Hauptteil der Urgonkalk-Gerölle in den Losensteiner Schichten stellen lagunäre, mikritische Dasycladaceenkalke (wackestones) mit einer Milioliden-Orbitolinen-Vergesellschaftung (vgl. auch GAUPP 1983: Abb. 5). In den Gosaukonglomeraten gehören bioklastreiche, sparitische Faziestypen (grainstones) höherenergetischer Karbonat-shoals zu den häufigsten Geröllfunden; mikritische Faziestypen sind hingegen sehr selten und bisher von Oberwössen/Kössen (SCHLAGINTWEIT 1987), vom Florianiberg (WEIDICH 1984) und von der Lilienfelder Gosau (WAGREICH & SCHLAGINTWEIT 1990) beschrieben worden. Ihr Alter ist Oberapt/tieferes Alb. Fazial vergleichbare, ältere Gerölle sind bisher noch nicht gefunden worden. Zudem lassen sich selbst in den mikritischen MF-Typen, wenn auch in sehr geringen Mengen, siliziklastischer (zumeist Hornsteinsplitter) und ophiolithischer Detritus (Chromspinell-Körner) nachweisen; die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten mikritischen Gerölltypen aus den Losensteiner Schichten sind dagegen, mit Ausnahme der Kristallindetritus-führenden Orbitolinen-Biosparite, rein karbonatisch ausgebildet.

3.2. Orbitolinen-Fauna

Viele Dictyoconinae (= Orbitolinidae mit einfach gebautem Embryonalapparat) zeigen in ihrem Vorkommen in den zirkummediterranen Karbonatplattformen ausgeprägte Verbreitungsmuster in paläobiogeographischen Provinzen. Als Ursache hierfür wird von MOULLADE et al. (1985) das Fehlen eines planktonischen Larvenstadiums, wie es bei den Orbitolinen mit komplex gebautem Embryonalapparat (z. B. Palorbitolinen, Mesorbitolinen) postuliert wird, angenommen. So sind bestimmte Arten nur am Tethys-Südrand, andere nur am Tethys-Nordrand anzutreffen; eine geringe Zahl von Arten ist sogar nur auf einzelne Kontinentblöcke bzw. Mikroplatten beschränkt (CHERCHI et al. 1981; PELISSIE et al. 1982; MOULLADE et al. 1985). Dieser Bioprovinzialismus bildet daher ein geeignetes Hilfsmittel zur Ergänzung und Verknüpfung paläogeographischer und paläotektonischer Konzepte und Modellvorstellungen. Vergleicht man nun die in den Geröllen der Losensteiner Schichten auftretenden Dictyoconiden mit jenen der allochthonen Urgonkalke der Kalkalpen-Internbereiche, so lassen sich **keinerlei Gemeinsamkeiten** feststellen.

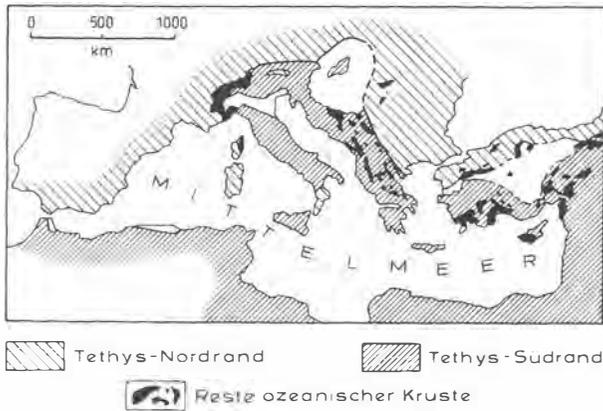
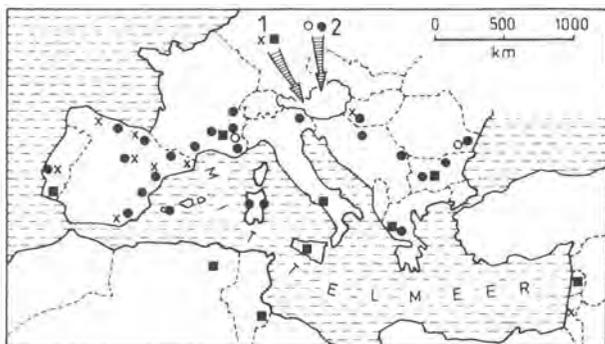


Abb. 3: Tethysnord- und Südrand in den zirkummediterranen Orogenketten (vereinfacht nach CHANNEL et al. 1979).

Fig. 3: The northern and southern Tethyan margin in the circum mediterranean orogenic belts (simplified after CHANNEL et al. 1979).



● *Orbitolinopsis* gr. *cuvillieri-kiliani-nikolovi-buccifer*
 ■ *Dictyoconus arabicus/balkanicus*
 x *Simplorbitolina manasi/conulus*
 ○ *Paracoskinolina? jourdanensis*

Abb. 4: Geographische Verbreitung ausgewählter, unterkretazischer Dictyoconinae im alpin-mediterranen Raum. 1. Urgonkalkgerölle der Gosau. 2. Urgonkalkgerölle der Losensteiner Schichten.

Fig. 4: Geographical distribution of selected Dictyoconinae (Early Cretaceous) in the alpine-mediterranean region. 1. Urgonian limestone pebbles (Gosau). 2. Urgonian limestone pebbles of the Losenstein Formation.

A. Orbitolinen aus Urgonkalken der Losensteiner Schichten

Orbitolinopsis gr. *cuvillieri-kiliani-buccifer-nikolovi*
 Paläobiogeographie: „Province nord-mesogène“

(PELISSIE et al. 1982), „O. gr. *cuvillieri-kiliani-buccifer-nikolovi* province“ (BASSOULLET et al. 1985).

In den kalkalpinen Urgonkalken sind bisher keine Vertreter der Gattungen *Orbitolinopsis* SILVESTRI nachgewiesen worden (SCHLAGINTWEIT 1991); im helvetischen Schratzenkalk des Allgäus finden sich nach eigenen Beobachtungen sowohl *Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE als auch *Orbitolinopsis buccifer* ARNAUD-VANNEAU & THIEULOV.

Paracoskinolina? jourdanensis FOURY & MOULLADE (Taf. 2, Abb. 5, 7)

Paläobiogeographie: Barrême von Südfrankreich (FOURY & MOULLADE 1965; ARNAUD-VANNEAU 1980), Hauterive (?) von Rumänien (DRAGASTAN 1978: Taf. 8, Abb. 6–10: „*Valdanchella miliani*“). Eine Beschränkung von *P. ? jourdanensis* FOURY & MOULLADE auf den Tethysnordrand ist möglich, da die Art bisher noch nirgends aus südtethyalen Karbonatplattformen bekannt gemacht wurde.

B. Orbitolinen aus Urgonkalken der Gosau

Simplorbitolina manasi CIRY & RAT

Paläobiogeographie: „marge nord-néo-tethysiéenne“ (BASSOULLET et al. 1985), „*Simplorbitolina* gr. *manasi-conulus* province“ (MOULLADE et al. 1985), „biospace des *Simplorbitolines*“ (PELISSIE et al. 1982). Das Auftreten der typisch „europäischen“ Art *S. manasi* CIRY & RAT in Ungarn wird durch die Proximalität des „ungarisch-yugoslawischen Blocks“ mit der europäischen Platte interpretiert (PELISSIE et al. 1982:1075; MOULLADE et al. 1985:155ff.). Dies dürfte auch die Ursache für das Auftreten der Spezies in den allochthonen Urgonkalken der Gosau von Oberwössen/Kössen sein (SCHLAGINTWEIT 1991). In der apulisch-dinarischen Plattform fehlt *S. manasi* CIRY & RAT.

Simplorbitolina aquitanica (SCHROEDER)

Paläobiogeographie: Betische Kordillere und Balearen (Spanien), Aquitaine (Basses-Pyrénées/Frankreich). In den Nördlichen Kalkalpen wurde *S. aquitanica* mit wenigen Exemplaren in Geröllen der Oberwössener Gosau angetroffen. Nach bisheriger Kenntnis scheint die Art wie *S. manasi* ein typisch „europäisches“ Faunenelement darzustellen („Biospace des *simplorbitolines*“).

Dictyoconus arabicus HENSON

Paläobiogeographie: „*Dictyoconus* gr. *arabicus-balkanicus* superprovince“ (MOULLADE et al. 1985), „aire de repartition de *Paleodictyoconus arabicus*“ (SCHROEDER et al. 1978).

Die frühere Annahme von *D. arabicus* HEN-

SON als typisch südtethyales Faunenelement („plaque africaine“) wird durch das Auftreten in S-Frankreich (ARNAUD-VANNEAU 1986), als bisher einziges Vorkommen am Tethys-Nordrand, etwas eingeschränkt. Im Kalkalpin findet sich *D. arabicus* HENSON in den allodapischen Urgonkalken der Thierseemulde mit Oberbarrême-Alter sowie in altersgleichen Geröllen der Gosau von Oberwössen/Kössen. Im helvetischen Schrattenkalk konnte die Spezies bisher noch nicht nachgewiesen werden.

Dictyoconus pachymarginalis SCHROEDER

Paläobiogeographie: Angaben über eine mögliche paläobiogeographische Bedeutung fehlen in der Literatur. Die Spezies ist aus dem Iran (Typlokalität), der Friaul-Plattform der Dinariden, den Pyrenäen und den Villany Bergen (S-Ungarn, SCHLAGINTWEIT 1990b) bekannt; im Kalkalpin wurde die Art mit wenigen Exemplaren in Geröllen der Oberwössener Gosau angetroffen.

Nach ersten Untersuchungen läßt die Orbitolin fauna der Losensteiner Urgonkalke Beziehungen zum helvetischen Schrattenkalk und den südfranzösischen Urgonplattformen zu, während die kalkalpin internen Urgonkalke sowohl südtethyale (*D. arabicus*) als auch europäische Elemente (*S. manasi*, *S. aquitana*) enthalten. So ist beispielsweise die in den untersuchten Urgonkalken der Losensteiner Schichten häufig anzutreffende Art *Paracoskinolina*? *jourdanensis* FOURY & MOULLADE bisher nur aus dem klassischen Urgon von S-Frankreich und aus Rumänien beschrieben worden und ist in ihrer stratigraphischen Reichweite auf das untere Barrême beschränkt (ARNAUD-VANNEAU 1980). Letzteres ist bedeutsam, da in den Urgonkalken der Gosaukonglomerate das älteste Geröll mit Oberbarrême datierbar ist.

3.3. Megaskopische Ausbildung und Geröllgröße

Die untersuchten Urgonkalk-Gerölle der Losensteiner Schichten liegen mit ihren Durchmesser zumeist im Bereich von einigen Zentimetern; die maximale Geröllgröße beträgt um die 10 cm. Inwieweit sich diese Angaben mit den Vorkommen im Westteil der Nördlichen Kalkalpen decken, läßt sich nicht eruieren, da bei GAUPP (1980, 1983) leider keine Angaben über die Größen der verschiedenen Gerölltypen zu finden sind. Die in den Gosaukonglomeraten aufgefundenen Urgonkalke hingegen weisen deutlich größere Gerölldurchmesser (z. B. bis 35 cm in Oberwössen/Kössen; bis 30 cm in Lilienfeld) auf. Ferner erreichen Urgonkalke und neritische Oberjurakalke in den Losensteiner Schichten in etwa dieselben maximalen Geröllgrößen; in den Gosaukonglomeraten des

Unterinntaler Raumes liegt die maximale Geröllgröße der Plassenkalk-Komponenten bei 5 cm (Lilienfelder Gosau bis 15–20 cm).

Was die megaskopische Ausbildung betrifft so zeichnen sich die Gerölle der Losensteiner Schichten durch milchig-weiße, graue bis braungraue Farbtöne aus. Gerölle mit den gleichen Farbtönen können zwar auch in den Gosaukonglomeraten gefunden werden, jedoch kommen häufig noch rosafarbene und rötliche Typen hinzu. Ein weiterer, im Gelände auffallender Unterschied ist die vollkommen glatte Oberfläche der Gerölle in den Losensteiner Schichten, während die Urgonkalke der Gosaukonglomerate stets eine raue Oberfläche aufweisen, hervorgerufen durch herauswitternde Biogenreste und Hornsteinsplitter. Die morphometrischen Unterschiede liegen in dem unterschiedlichen Ablagerungsmilieu der Konglomerate begründet (Gosau-Konglomerate: terrestrisch / Strandbereich; Losensteiner Konglomerate: Tiefwasser-Resedimente).

3.4. Geröllassoziaton

Hier ergeben sich Unterschiede im mengenmäßigen Verhältnis von Urgonkalk- zu Oberjura-Geröllen. Sind in den Losensteiner Schichten der Typlokalität beide Gerölltypen zu etwa gleichen Anteilen am Konglomeratspektrum beteiligt, so sind in den Gosau-Basiskonglomeraten erstere deutlich überrepräsentiert. Während in den Lokalitäten Oberwössen/Kössen und Florianiberg Urgonkalke mit 5 bis 15% am Aufbau der Konglomerate beteiligt sind, liegt der Anteil von Plassenkalk-Komponenten unter 1% (SCHLAGINTWEIT 1987, 1991). Auch fehlen in dem Geröllspektrum der Losensteiner Schichten die in der Gosau von Oberwössen/Kössen und Florianiberg häufigen, bräunlichen Orbitolin-Sandsteine mit Oberalb-/Untercenoman-Alter.

Von den nichtsedimentären „Exotika“ sind vor allem Quarzporphyre, Lydite, Amphibolite, Glimmerschiefer und „Granite in reichem Maße“ (ABERER 1951:35) aus den Losensteiner Schichten bekannt gemacht worden. So berichtet WIDDER (1988:91) aus einem Seitengraben des Neustiftbaches von Glimmerschieferblöcken bis zu 2,5 m Durchmesser. Das Fehlen derartiger Gesteine in den Gosaukonglomeraten ließe sich durch die geringe Abrieffestigkeit beim Transport erklären. Von den in den Losensteiner Schichten auftretenden Exotika stellen vor allem die Granite einen markanten Unterschied zu dem Spektrum der Gosau-Konglomerate dar.

4. Schlußfolgerung

Nachdem bereits von mehreren Bearbeitern die petrographische Konstanz der exotischen Kristallingerölle in den Konglomeraten der Losensteiner

Schichten festgestellt wurde scheint, nach ersten Beobachtungen, dasselbe auch für die karbonatischen Gerölltypen zuzutreffen.

Die ausgeführten Unterschiede belegen, daß die Urgonkalkgerölle der Losensteiner Schichten und jene der innerkalkalpinen Gosaukonglomerate nicht von ein und demselben Liefergebiet abgeleitet werden können. Diese Feststellung steht in Einklang mit neueren Modellvorstellungen, die von zwei, paläogeographisch voneinander unabhängigen Liefergebieten ausgehen (HAGN 1982; WEIDICH 1984, 1987; SCHLAGINTWEIT 1990a, 1991). Ohne zu sehr in die Diskussion um die tektonische Beheimatung der Liefergebiete einzusteigen, kann folgendes vermerkt werden. Die paläobiogeographischen Beziehungen der Orbitolinen der Gerölle der Losensteiner Schichten zu den peri-vocontischen Urgonplattformen S-Frankreichs und dem helvetischen Schratenkalk lassen sich am besten mit der von TOLLMANN (1987, 1989) angegebenen Gleichsetzung des exotischen Rückens mit dem Mittelpenninikum erklären. Hierzu wäre aber zur Zeit der höheren Unterkreide eine Verbindung mit dem helvetischen Vorland, wie dies beispielsweise in dem plattentektonischen Modell von FRISCH (1979) zum Ausdruck kommt, zu fordern.

Ein lohnendes Ziel wird es sein, die Urgonkalke in weiteren Profilen der kalkalpinen Randzone zwischen dem Kleinen Walsertal im Westen und dem Wiener Raum aufzuspüren. Nach der monographischen Bearbeitung der Urgonkalke der Gosaukonglomerate wären vergleichbare Untersuchungen an den Geröllen der Losensteiner Schichten wünschenswert. Folgende zwei Aspekte sollten dabei im Vordergrund stehen:

1. Der zeitliche Umfang der Urgon-Biosedimentation und die fazielle Entwicklung des Ablagerungsraumes (Mikrofazies-Analyse).

2. Die Erfassung der Mikrofauna und -flora zur stratigraphischen Einstufung der Gerölle und dem Ziel einer möglichen paläobiogeographischen Zuordnung.

D a n k Die in dieser Arbeit behandelten Gerölle wurden mir freundlicherweise von den Herren Prof. Dr. K. F. WEIDICH (München) und Dr. H. EGGER (Wien) zur Bearbeitung überlassen. Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich Herrn Dr. M. WAGREICH (Wien).

5. Literatur

- ABERER, F. (1951): Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der Nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradsheim. — Mitt. Geol. Ges., **39–41** (1946–1948), 1–73, Wien.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1980): L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse. — Géol. alpine, Mém., **11** (3 Bände), 1–874, Grenoble.
- (1986): Variations dans la composition et dans la diversité des faunes de Foraminifères benthiques du Crétacé inférieur sur quelques plateformes carbonatées tethysiennes de l'Europe et du Moyen-Orient. — Bull. Soc. géol. France, (6)II/(2), 245–253, Paris.
- AZEMA, J., CHABRIER, G., CHAUVE, P. & FOURCADE, E. (1979): Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique et le Crétacé du Nord-ouest d'Ibiza (Balears, Espagne). — Geol. Romana, **18**, 1–21, Rom.
- BASSOULLET, J.-P., BERNIER, P., CONRAD, M. A., DELOFFRE, R. & JAFFREZO, M. (1978): Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. — Géobios, Mém. spéc., **2**, 1–339, Lyon.
- & FOURCADE, E. (1979): Essai de Synthèse de repartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mesogéen. — C. R. Somm. Soc. géol. France, **2**, 69–71, Paris.
- , FOURCADE, E. & PEYBERNÈS, B. (1985): Paléobiogéographique des grands Foraminifères benthiques des marges néo-tethysiennes au Jurassique et au Crétacé inférieur. — Bull. Soc. géol. France, (8)I/(5), 699–713, Paris.
- BENEST, M.-C., COIFFAT, P., FOURCADE, E. & JAFFREZO, M. (1975): Essai de détermination de la limite Jurassique-Crétacé inférieur par l'étude des microfaciès dans les séries de plateforme du domaine méditerranéen occidental. — Mém. B.R.G.M., **86**, 169–181, Paris.
- BIRKENMAJER, K. (1988): Exotic Andrusov Ridge: Its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian foldbelt. — Studia Geol. Pol., **XCI**, 7–37, Warschau.
- CHANNEL, J. E. T., D'ARGENIO, B. D. & HORVATH, F. (1979): Adria, the african promontory, in Mesozoic mediterranean paleogeography. — Earth Sci. Rev., **15** (1979), 213–292, Amsterdam (Elsevier).
- DRAGASTAN, O. (1978): Microfacies de la serie calcaire, Crétacé inférieure d'Aliman (Dobrogea de Sud). — Dari de seama ale sedintelor, **LXIV** (1976–1977), 107–136, Bukarest.
- EGGER, H. (1985): Neue Erkenntnisse zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. —

- Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **122**, 119–124, Wien.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. — *Tectonophys.*, **60**, 121–139, Amsterdam (Elsevier).
- 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.
- GOTTSCHLING, H. K. (1968): Vorläufiger Bericht über geologische Neuaufnahmen in der Losensteiner Kreidemulde (Ennstal, O. Ö.). — *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **5** (1968), 97–100, Wien.
- HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thiersee Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). — *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **22**, 117–135, München.
- KÁZMÉR, M. & KOVACS, S. (1989): Triassic and Jurassic oceanic / parioceanic belts in the Carpathian-Pannonian region and its surroundings. — [In:] SENGÖR, A. M. C. (Hrsg.), *Evolution of the Tethyan Region*, 77–92, Dordrecht (Kluwer Academic Publ.).
- KIRSCH, K.-H. (1988): Die Tratenbach-Schichten mit Oberkreide- und Alttertiärsedimenten aus der kalkalpinen Randschuppe zwischen Bad Wiessee und Lenggries/Oberbayern. — *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **28**, 145–172, München.
- KOLLMANN, H. A. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (Oberösterreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 126–136, Wien.
- LÖCSEI, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvorpalen. — *Jb. Geol. B.-A.*, **117**, 17–54, Wien.
- LÖGTERS, H. (1937): Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen – Buch-Denkmal). — *Mitt. Geol. Staatsinst.*, **XVI**, 85–116, Hamburg.
- MIŠÍK, M. & MARSCHALKO, R. (1988): Exotic conglomerates in Flysch sequences: Examples from the West Carpathians. — [In:] RAKUS, M., DERCOURT, J. & NAIRN, A. E. M. (eds.): *Evolution of the Northern Margin of Tethys*, Vol. I. — *Mem. soc. geol. France*, N. S., **154**/(1), 141–155, Paris.
- & SÝKORA, M. (1981): Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manin-Einheit. — *Zapadne Karpaty, ser. geol.*, **7**, 7–111, Bratislava.
- MOULLADE, M., PEYBERNÈS, B., REY, J. & SAINT-MARC, P. (1985): Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of early and Mid-Cretaceous Mesogean Orbitolids (Foraminifera). — *Journ. Foram. Res.*, **15**(3), 149–158, Lawrence.
- MÜLLER, K. (1973): Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihre Schubweiten. — *Geol. Rundschau*, **62**, 54–96, Stuttgart.
- PELISSIÉ, T., PEYBERNÈS, B. & REY, J. (1982): Tectonique des plaques et paléobiogéographie des grands Foraminifères benthiques et des Algues calcaires du Dogger à l'Albien sur le pourtour de la Mesogée. — *Bull. Soc. géol. France*, (7), **24**/(5–6), 1069–1076, Paris.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. — *Geol. Rundschau*, **77**/(3), 641–670, Stuttgart.
- RISCH, H. (1985): Höhere Unterkreide (Mittelalb) am Nordrand der Thiersee-Mulde. — [In:] WOLFF, H. (Hrsg.): *Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt 8338 Bayrischzell*, 82, München (Bayer. Geol. L.-A.).
- RUTTNER, A. W. (1987): The Austrian bauxites. Their possible origin and their paleogeographic relevance. — *Rend. Soc. Geol. It.*, **9** (1986), 281–286, Rom.
- SCHLAGINTWEIT, F. (1987): Allochthone Urgonkalke aus Konglomeraten der basalen Gosau (Coniac) von Oberwössen (Chiemgau / Nördliche Kalkalpen). — *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **27**, 1435–158, München.
- (1990a): Allochthonous urgonian limestones of the Northern Calcareous Alps: Facies and Paleogeographic Framework within the Alpine orogeny. — *Cret. Res.*, **11**, 261–272, London.
- (1990b): Microfaunistic investigations of Hungarian Urgonian Limestones (Barremian–Albian). — *Acta Geol. Hung.*, **33**/(1–4), 3–12, Budapest.

- (1991): Allochthone Urgonkalke im Mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Paläogeographie. — Münchner Geowiss. Abh., (A), **20**, 1–120, München.
- SCHÜTZ, K. J. (1979): Die Aptychen-Schichten der Thiersee- und Karwendelmulde. — Geotekt. Forsch., **57**, 1–84, Stuttgart.
- SCHROEDER, R., CHERCHI, A., GUELLAL, S. & VILA, J.-M. (1978): Biozonation par les grands foraminifères du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur et moyen des séries neritiques en Algérie du Nord-Est. Considerations paléobiogéographiques. — Ann. Min. Geol. Tunis, **28**/(2), 243–253, Tunis.
- STEIGER, T. & WURM, D. (1980): Faziesmuster oberjurassischer Plattform-Karbonate (Plassen-Kalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). — Facies, **2**, 241–284, Erlangen.
- TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. — Mitt. österr. geol. Ges., **80**, 47–113, Wien.
- (1989): Eastern Alpine sector, Northern Margin of Tethys. — [In:] RAKUS, M., DER COURT, J. & NAIRN, A. E. M. (Hrsg.): Evolution of the Northern Margin of Tethys, Vol. II. — Mém. soc. géol. France, N. S., **154**/(2), 23–49, Paris.
- WAGREICH, M. & SCHLAGINTWEIT, F. (1990): Urgonkalkgerölle aus den Konglomeraten der Lienfelder Gosau (Oberkreide; NÖ Kalkvoralpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **36**, 147–167, Wien.
- WALKER, R. G. (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. — AAPG Bull., **62**/(6), 932–966, Tulsa.
- 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. Rundschau, **73**/(2), 517–566, Stuttgart.
- (1990): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. — Zitteliana, **17**, 1–312, München.
- WIDDER, R. W. (1988): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Maria Neustift und Pechgraben / O. Ö. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 79–133, Wien.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to Early Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps. Palaeotectonic implications. — Jb. Geol. B.-A., **131**/(2), 341–389, Wien.
- ZEILL, W. (1955): Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **101**/(2), 141–226, Stuttgart.

Tafel 1

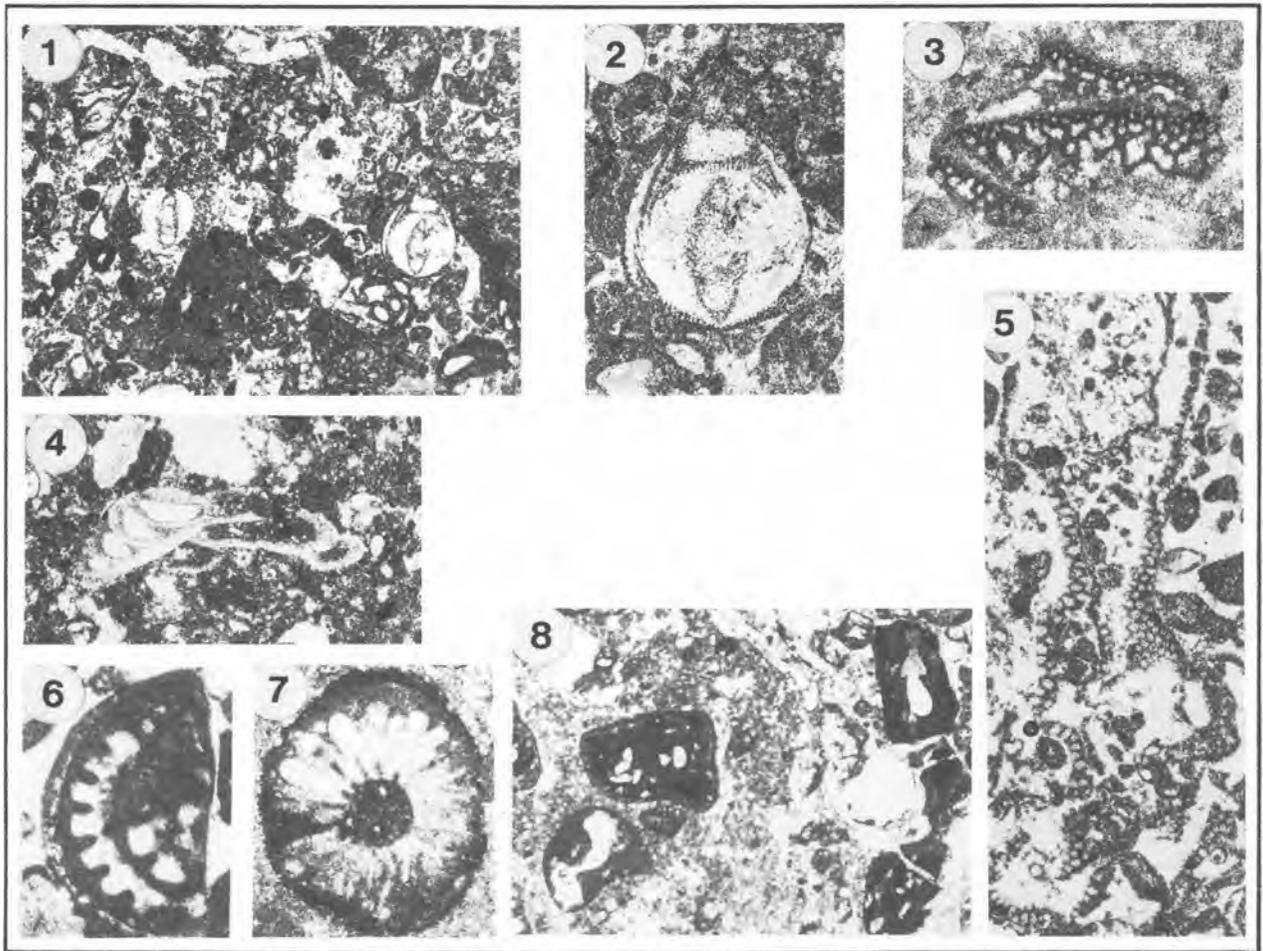


Abb. 1: Biomikrit (wacke- bis packstone) mit zwei Exemplaren von *Protopenereplis striata* WEYNSCHENK. Geröll Lo.12 (x 20).

Abb. 2: *Protopenereplis striata* WEYNSCHENK, Subachsialschnitt. Geröll Lo.12 (x 51).

Abb. 3: Mikroproblematikum *Pseudolithocodium carpathicum* MIŠÍK. Geröll Lo.5.1. (x 60).

Abb. 4: „*Conicospirillina*“ *basiliensis* MOHLER, Subachsialschnitt. Geröll Lo.3 (x 54).

Abb. 5: Mikroproblematikum *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI. Geröll Lo.7 (x 33).

Abb. 6: Bruchstück von *Labyrinthina* cf. *mirabilis* WEYNSCHENK mit Ooid-Hülle. Geröll Lo.8 (x 44).

Abb. 7: Dasycladacee „*Macroporella*“ *praturloni* DRAGASTAN, Querschnitt. Geröll Lo.12.1. (x 44).

Abb. 8: Biomikrit (wackestone) mit verschiedenen Schnittlagen von *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI. Geröll Lo.12.1. (x 51).

Abb. 1-8 aus dem Stiedelsbachgraben

Plate 1: Fig. 1-8 are from Stiedelsbachgraben

Fig. 1: Biomicroite (wacke-packstone) with two examples of *Protopenereplis striata* WEYNSCHENK. Pebble Lo.12 (x 20).

Fig. 2: *Protopenereplis striata* WEYNSCHENK, Subaxial section Pebble Lo.12 (x 51).

Fig. 3: Microproblematicum *Pseudolithocodium carpathicum* MIŠÍK. Pebble Lo.5.1. (x 60).

Fig. 4: „*Conicospirillina*“ *basiliensis* MOHLER, Subaxial section section Pebble Lo.3 (x 54).

Fig. 5: Microproblematicum *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI. Pebble Lo.7 (x 33).

Fig. 6: Fragment of *Labyrinthina* cf. *mirabilis* WEYNSCHENK with ooidal rim. Pebble Lo.8 (x 44).

Fig. 7: Dasycladacean alga „*Macroporella*“ *praturloni* DRAGASTAN, cross section. Pebble Lo.12.1. (x 44).

Fig. 8: Biomicroite (wackestone) showing diverse sections of *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI. Pebble Lo.12.1 (x 51).

Tafel 2

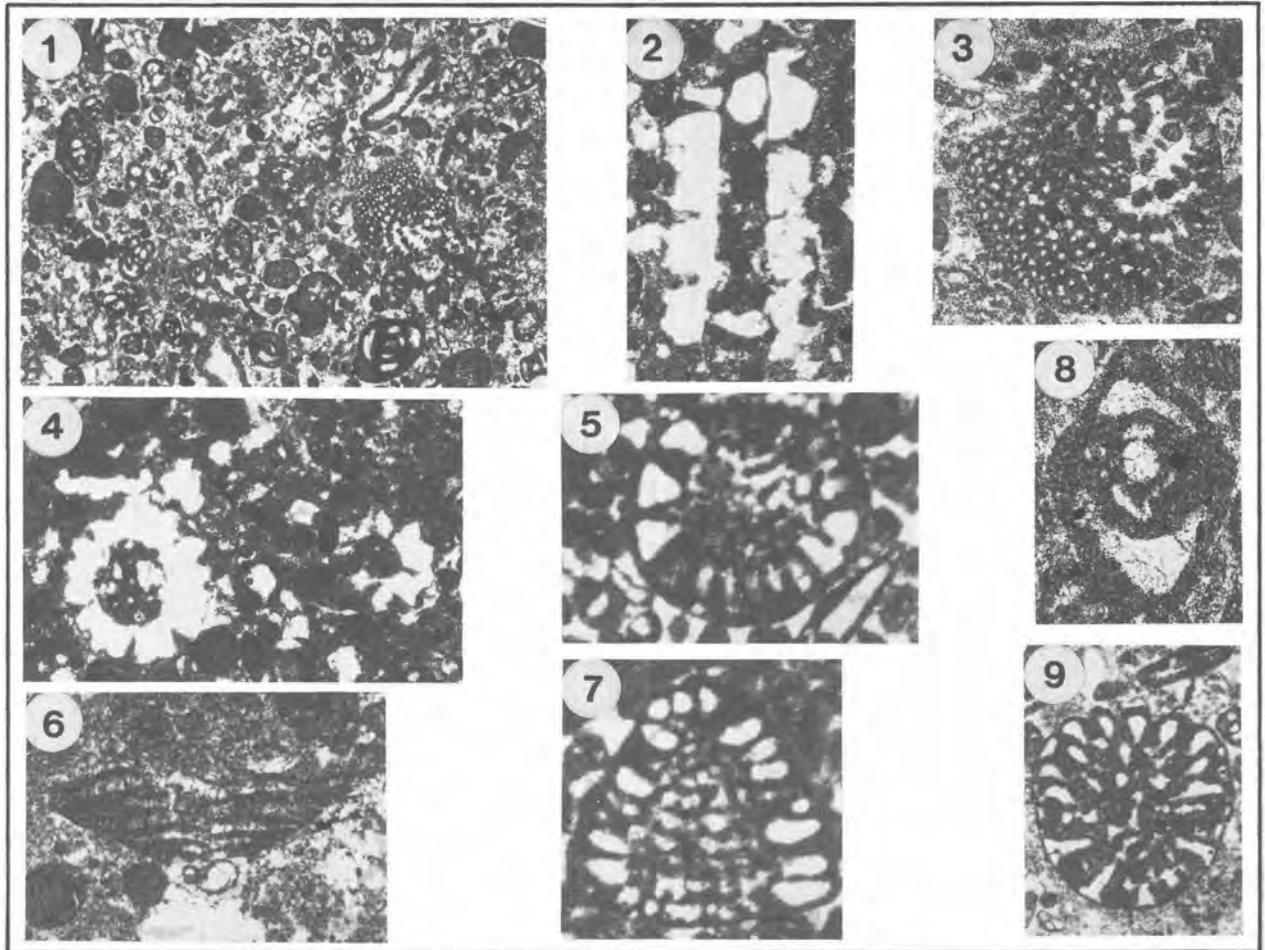


Abb. 1: Foraminiferen-Biomikrit (wacke- bis packstone) mit *Mayncina bulgarica* LAUG, PEYBERNÈS & REY, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER und Milioliden. Geröll Lo.1.3 (x 20).

Abb. 2: Dasycladacee *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ, Longitudinalschnitt. Geröll Lo.1.2. (x 33)

Abb. 3: *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, Tangentialschnitt. Geröll Lo.1.3. (x 51)

Abb. 4: *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ, Querschnitt. Geröll Lo.1.2. (x 33)

Abb. 5, 7: *Paracoskinolina? jourdanensis* FOURY & MOULLADE, Abb. 5 Horizontalschnitt (x 50). Abb. 7 Achsialschnitt (x 50) Geröll Lo.11 (x 33)

Abb. 6: *Sabaudia briacensis* ARNAUD-VANNEAU, Achsialschnitt senkrecht zur Ebene der Biserialität. Geröll Lo.13 (x 72)

Abb. 8: *Mayncina bulgarica* LAUG, PEYBERNÈS & REY, Achsialschnitt. Geröll Lo.1.3 (x 68)

Abb. 9: *Orbitolinopsis aff. buccifer* ARNAUD-VANNEAU & THIEULOY, Tangentialschnitt. Geröll Lo.13 (x 32)

Abb. 1-4, 8 aus dem Stiedelsbachgraben

Abb. 5-7, 9 aus dem Straßenaufschluß SE Maria Neustift.

Plate 2:

Fig. 1: Foraminiferen-Biomikrit (wacke-packstone) with *Mayncina bulgarica* LAUG, PEYBERNÈS & REY, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER and miliolids. Pebble Lo.1.3 (x 20).

Fig. 2: Dasycladacean alga *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ, longitudinal section. Pebble Lo.1.2. (x 33)

Fig. 3: *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, tangential section. Pebble Lo.1.3. (x 51)

Fig. 4: *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ, cross section. Pebble Lo.1.2. (x 33)

Fig. 5, 7: *Paracoskinolina? jourdanensis* FOURY & MOULLADE, Fig. 5: horizontal section (x 50). Fig. 7: axial section (x 50) Pebble Lo.11 (x 33)

Fig. 6: *Sabaudia briacensis* ARNAUD-VANNEAU, axial section vertical to the plane of biseriality. Pebble Lo.13 (x 72)

Fig. 8: *Mayncina bulgarica* LAUG, PEYBERNÈS & REY, axial section. Pebble Lo.1.3 (x 68)

Fig. 9: *Orbitolinopsis aff. buccifer* ARNAUD-VANNEAU & THIEULOY, tangential section. Geröll Lo.13 (x 32)

Fig. 1-4, 8: are from the Stiedelsbachgraben.

Fig. 5-7, 9: are from the outcrop adjacent to the road SE of Maria Neustift.

Korallen in der Trias der Tethys: Stratigraphische Reichweiten, Diversitätsmuster, Entwicklungstrends und Bedeutung als Rifforganismen

Triassic Corals of the Tethys:
Stratigraphical range, diversity patterns, evolutionary trends,
and their significance as reef-building organisms

P. RIEDEL

mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle

Schlüsselwörter:

Tethys
Trias
Korallen
Morphologie
Taxonomie
Scleractinia

Keywords:

Tethys
Triassic
Corals
Morphology
Taxonomie
Scleractinia

Adresse des Autors:
Address of the author:

Dr. Peter Riedel
Ludwigstraße 21
D-8540 Schwabach

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract	99
1. Einleitung	99
2. Probleme	100
3. Diversitätsmuster der Korallen in der alpin-mediterranen Trias	100
4. Evolutive Trends in der Entwicklung der triadischen Korallen	101
5. Bedeutung der Korallen innerhalb der Riffbildnergemeinschaften	104
6. Diskussion	105
7. Literatur	107
8. Anhang: Tabelle 1: Stratigraphische Reichweiten und Wuchsformen der Korallenarten in der Trias	113

Contents

	page
Abstract, Zusammenfassung	99
1. Introduction	99
2. Problems	100
3. Coral diversity patterns in the alpine-mediterranean Triassic	100
4. Evolutional trends in the development of Triassic corals	101
5. Significance of the corals within the reef building community	104
6. Discussion	105
7. References	107
8. Appendix: Table 1: Taxonomic index and stratigraphic ranges of Triassic corals	113

Zusammenfassung

Das Organismenspektrum der potentiellen Riffbildner wird ab dem Anis (Mitteltrias) durch das Auftreten der Korallenordnung Scleractinia erweitert. Aus der Trias sind bisher 313 Korallenarten bekannt, die sich auf 90 Gattungen verteilen. Vom Anis zum Nor ist trotz einer Aussterberate von fast 90% (Artniveau) im Bereich der Karn-Nor-Grenze eine stetige Zunahme der Arten- und Gattungszahl festzustellen. Im Rhät nimmt die Artenvielfalt ab, und bis zum Ende der Trias sterben alle Arten und Gattungen aus.

Die triadischen Scleractinia wurden in drei Wuchsformgruppen eingeteilt: solitär, dendroid und cerioid. Die Verteilung der Wuchsformtypen ergibt folgendes Bild: Die Zahl der solitären Taxa nimmt vom Anis bis zum Rhät stetig ab, wogegen cerioide Formen ihren Anteil im Lauf der Trias kontinuierlich ausweiten. Fast konstant bleibt der Anteil der dendroiden Formen. Diese Änderungen in der Wuchsformtypenverteilung werden mit allgemeinen Trends in der Korallenevolution und einer Anpassung an ein vermutlich verringertes Nahrungsangebot, besonders ab dem Nor, erklärt.

Außer in wenigen, eng begrenzten und für Korallenwachstum günstigen Biotopen spielen Scleractinia in mitteltriadischen und karnischen Riffen kaum eine Rolle. Erst ab dem Nor können Korallen einen bedeutenden Anteil als Riffbildner erreichen. Beim Aufbau der norisch-rhätischen Riffe stellen die dendroiden Formen (*Retiophyllia*) mengenmäßig den Hauptanteil innerhalb der Korallenfauna. Eine mögliche Erklärung für die steigende Bedeutung der Korallen ab dem Nor bietet das häufigere Auftreten weidender Organismen (Schnecken, Echinodermen), die durch das Abgrasen von Algen Siedlungsmöglichkeiten für Korallen schaffen. Hinzu kommt, daß die Korallen durch die wahrscheinliche Symbiose mit Zooxanthellen fähig waren, in nährstoffarmen Biotopen die Lichtzone zu erobern.

Abstract

After the extinction near the Permian-Triassic boundary scleractinian corals first appear in Anisian reefs. They are the only new order in the Triassic reef associations. Until now 313 species belonging to 90 genera are known from the Triassic. During the Triassic the scleractinians show a continuous diversification, along there was an extinction of nearly 90% of the species near the Carnian-Norian boundary. The highest number of taxa occurs in the Norian. In the Rhaetian the number of taxa diminishes. Until the end of the Triassic all scleractinians became extinct.

To examine morphological trends the Triassic scleractinian corals have been subdivided into three

types of growth forms: solitary, dendroid and cerioid. From the Anisian to the Rhaetian the number of the solitary types diminishes, whereas the amount of the cerioid taxa increases. The portion of the dendroid taxa is nearly constant during the Triassic. The shifts in the composition of the growth forms are explained by general trends in the evolution of the scleractinians, and by changes in the availability of nutrients near the Carnian-Norian boundary.

From the Anisian to the Carnian corals play a subordinate role in Triassic reefs. Only in some small and favourable places they could contribute to the reef fauna. Since the Norian scleractinians are one of the most important groups of reef organisms. Dendroid taxa like *Retiophyllia* contribute most to the mass of reef organisms. The higher abundance of corals in Norian and Rhaetian reefs is explained by several factors: the more common occurrence of grazing organisms (snails, echinoderms) which probably prey on algae, thus providing free space for corals to settle; the symbiosis of the corals with zooxanthellae facilitating the conquest of the light zone, and providing better conditions in nutrient poor environments.

1. Einleitung

Seit dem Erscheinen skelettausscheidender Rifforganismen vor etwa 600 Millionen Jahren wurden Riffökosysteme von Höhepunkten, Krisen und Massenaussterben der Rifforganismen betroffen. COPPER (1988:146, Abb. 4) unterteilt das Phanerozoikum bezüglich der Riffgeschichte in sechs große Abfolgen (erathemic successions), die jeweils nach einer Aussterbephase mit einem Pionierstadium beginnen und in einem Stadium enden, das höchste Diversität und Komplexität der Riffgemeinschaften zeigt. Jede Ära wird nach SEPKOSKI (1981) durch eine Organismenassoziation charakterisiert: Im Kambrium findet man Archaeocyathen und Algen, im Silur und Devon Stromatoporen und tabulate sowie rugose Korallen. In oberkarbonischen und permischen Assoziationen überwiegen Algen, Schwämme und Tubiphyten, und in der Trias Schwämme, Algen und Scleractinia. Ab dem Jura treten Hexakorallen in den Vordergrund, und in der Oberkreide herrschen Korallen und Rudisten vor. Seit dem Tertiär sind Scleractinia zusammen mit Rotalgen die bedeutenden und dominierenden Riffbildner.

Die Masse der triadischen Rifforganismen wird von Schwämmen (Pharetroniden sensu STEINMANN, 1888), Korallen, „Hydrozoen“, Bryozoen, Algen, inkrustierenden Organismen (Algen-Bakterien-Foraminiferen-Krusten) und Mikroproblematika gestellt. Während verschiedener Phasen der triadischen Riffgeschichte haben diese Organismengruppen unterschiedliche Rollen innerhalb der Riffgemeinschaften (RIEDEL, 1990). Bis auf die Scleractinia, die als

neue Ordnung ab der Trias auftreten, sind alle anderen bedeutenden triadischen Riffbildnergruppen (als Ordnungen, Klassen) bereits aus dem Paläozoikum bekannt. Auf die Bedeutung der Korallen innerhalb der triadischen Riffe und deren Entwicklung soll im folgenden näher eingegangen werden.

2. Probleme

Die Zusammenstellung der Korallengattungen und -arten sowie deren stratigraphische Reichweiten basieren zum großen Teil auf Angaben in der Literatur. Diese Angaben wurden durch eigene Untersuchungen triadischer Plattform- und Rifffkarbonate ergänzt (RIEDEL, 1990). Bei den Diversitätsangaben für die einzelnen Stufen muß beachtet werden, daß die meisten Untersuchungen aus dem Karn und dem Zeitabschnitt Nor-Rhät vorliegen, so daß ein Ungleichgewicht hinsichtlich der Bewertung der Diversitäten vorliegt.

Über die stratigraphischen Reichweiten verschiedener Taxa liegen – wohl wegen der schwierigen stratigraphischen Einstufung von Riffgesteinen – oft nur ungenaue Angaben vor, so daß für viele Arten keine genauere Auflösung als das Stufenniveau möglich ist. Gerade im Bereich von Aussterbeereignissen, wie etwa der Karn-Nor-Grenze wären exaktere Einstufungen nötig.

Umfassende taxonomische Untersuchungen und nach modernen Gesichtspunkten (Einbeziehung von Skelettmineralogie und Skelettstruktur) durchgeführte Revisionen der triadischen Korallenfauna fehlen. Durch die Untersuchungen von CUIF (1972–1980) und der größeren Gewichtung von Mikrostrukturen als taxonomische Kriterien (siehe auch MONTANARO GALLITELLI, 1973, 1975) sowie wegen der unvollständigen Revision vieler Taxa durch CUIF (Synonymielisten fehlen!) herrschen in der Korallensystematik Verwirrung und Unsicherheit bezüglich der generischen Zuordnung vieler Arten und der Gültigkeit mancher Gattungen (siehe TURNSEK & BUSER, 1989:81). RONIEWICZ (1989) hat durch die Bearbeitung der rhätischen Zlambachkorallen zumindest für die oberste Trias eine erste Revision durchgeführt. Diese hat jedoch den großen Nachteil, daß sie bei diagenetisch verändertem Material – was bei Korallen aus den Plattform- und Rifffalken die Regel ist – nicht nachvollziehbar ist.

In den folgenden Diagrammen sind für jede Stufe der Trias die Gesamtzahl der bekannten Taxa, sowie die Neuentstehungs- und Aussterberaten in % (Abb. 1–2) dargestellt. Die %-Zahlen sind jeweils auf die Stufe bezogen! Das heißt, wenn zum Beispiel im Ladin eine Neuentstehungsrate von 20% vorliegt, sind 20% der im Ladin bekannten Taxa während des Ladin neu entstanden. Gleiches gilt für die Aussterberate. Obwohl in den Diagrammen die Aussterberate jeweils an der Grenze zur

nächsten Stufe eingetragen ist, bedeutet das **nicht**, daß die Taxa am Ende der Stufe ausgestorben sind, **sondern**, daß im Verlauf, beziehungsweise bis zum Ende der jeweiligen Stufe ein entsprechender %-Anteil der bekannten Taxa ausstarb. In analoger Weise sind die Diagramme mit der Verteilung der Wuchsformtypen (Abb. 4–5) zu betrachten.

3. Diversitätsmuster der Korallen in der alpin-mediterranen Trias

Neben Algen, Tubiphyten, organischen Krusten und Schwämmen sind Korallen als Karbonatproduzenten und demzufolge auch mit ihrem Detritus mit wechselnden Volumenanteilen am Aufbau der triadischen Plattformen beteiligt. Die Scleractinia sind die Gruppe der potentiellen Riffbildner, die in der Trias erstmals auftritt, im Gegensatz zu den anderen bedeutenden triadischen Riffforganismen und Karbonatproduzenten. Insgesamt sind in der Trias bisher 313 Arten (Tab. 1) bekannt, die sich auf 90 Gattungen verteilen.

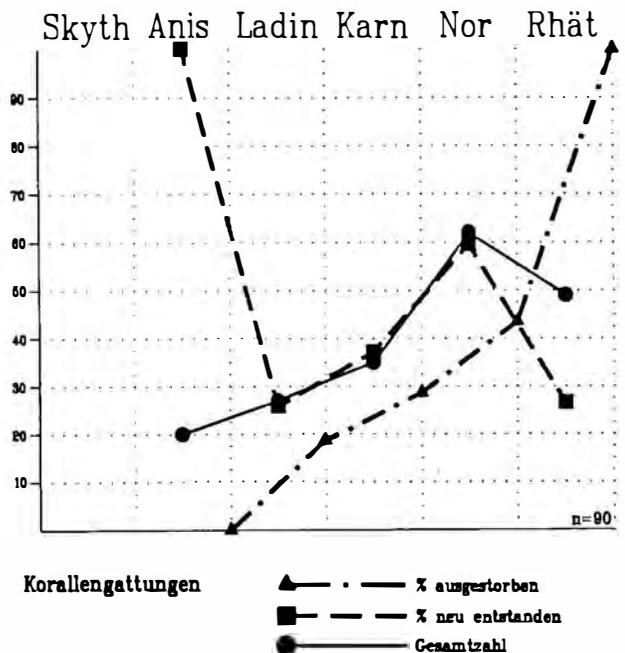


Abb. 1: Gesamtzahl, Neuentstehungs- und Aussterberaten (in %) der Korallengattungen in den einzelnen Stufen der Trias.

Fig. 1: Number of coral genera, rates of newly formed and extinct genera (in % per stage) during the Triassic.

Erste Hexakorallen werden aus dem Anis der Südalpen (FLÜGEL, 1961, BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970), der Karpaten (KOLOSARI, 1958; SCHOLZ, 1972) und von Südchina (DENG & KONG, 1984; QI, 1984) beschrieben. Einige davon sind ausschließlich auf das Anis beschränkt (27,3%).

Im L a d i n ist eine Verdoppelung der Artenzahl (Abb. 2) gegenüber dem Anis festzustellen, die Zahl der Gattungen (Abb. 1) wächst jedoch nicht so rapide, einige (18,5%) sterben sogar im Lauf des Ladins aus. Auf Artebene ist eine Aussterberate von 44,6% festzustellen.

Dies bedeutet aber keinen Rückschlag in der Korallendiversität, da sich die Anzahl der Arten im Karn (90) gegenüber dem Ladin (46) fast verdoppelt; allerdings nimmt die Zahl der Gattungen insgesamt nur um 9 zu. Diese absoluten Zahlen sind jedoch mit Vorsicht zu benutzen, da die Aufstellung vieler Gattungen und Arten fast ausschließlich auf die intensive Bearbeitung der Cassianer Schichten (MÜNSTER, 1841; LAUBE, 1865; VOLZ, 1898; CUIF, 1972, 1975) beruht. Von den aus dem K a r n beschriebenen Korallenarten sind 72,2% neu, auf Gattungsebene immerhin noch 38,8%. Die Aussterberate liegt bei den karnischen Gattungen fast so niedrig (30,5%) wie bei den ladinischen, jedoch sterben 88,9% der Arten aus.

Trotz der hohen Aussterberate im Lauf des Karn ist im N o r die höchste Korallendiversität, sowohl auf Artebene (159) wie auch im Gattungsniveau (61) festzustellen (Abb. 1, 2). Dies bedeutet jeweils fast eine Verdoppelung gegenüber dem Karn. Jedoch muß auch hier festgehalten werden, daß diese hohe Diversität zum Teil durch die langjährige und intensive Untersuchung der norischen Riffe und Korallenfaunen bedingt sein kann (CUIF, 1972a, b, 1975, 1976; DRONOV et al., 1982; MELNIKOVA, 1971, 1972, 1975, 1983, 1986, 1989; MELNIKOVA et al., 1979). 93,7% der norischen Arten und 60,6% der Gattungen sind neu. Die Aussterberate liegt bei den Arten bei 46,5% und bei den Gattungen bei 42,6%.

Diese Aussterberate der Korallen im Nor wirkt sich auch auf die Diversität im R h ä t aus, aus dem „nur noch“ 129 Arten und 49 Gattungen bekannt sind. Die Neuentstehungsrate ist mit 35,6% bei den Arten und 26,5% bei den Gattungen auffallend gering. Möglicherweise zeigt sich dadurch bereits der Niedergang der triadischen Korallenarten und -gattungen an, die mit dem Ende des Rhät alle aussterben (BEAUVAIS, 1986).

Generell kann festgehalten werden, daß die Diversität der Korallen vom Anis bis zum Karn kontinuierlich zunimmt. Trotz einer hohen Aussterberate auf Artebene(!) im Lauf des Karn (Abb. 2) nimmt die Diversität **nicht** ab, sondern sie erreicht im Nor ihr Maximum. Im Rhät liegen die Korallen mit der Abnahme der Diversität und dem Aussterben aller Arten und Gattungen zum Ende der Trias hin im allgemeinen Trend des Niedergangs der triadischen Rifforganismen, der mit dem Ende der Plattformen einhergeht.

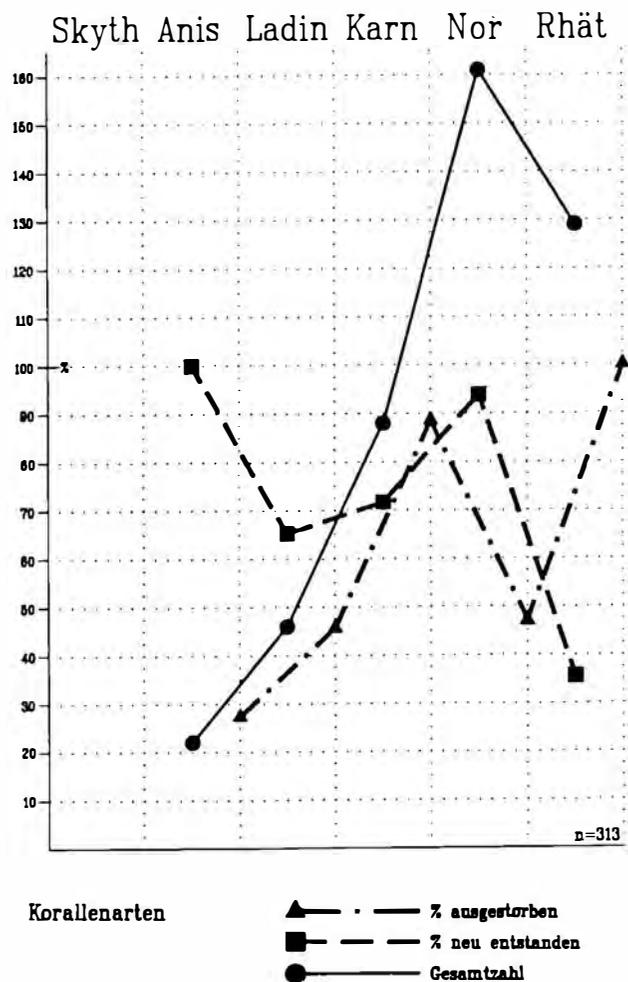


Abb. 2: Gesamtzahl, Neuentstehungsrate und Aussterberaten (in %) der Korallenarten in den einzelnen Stufen der Trias.

Fig. 2: Number of coral species, rates of newly formed and extinct species (in % per stage) during the Triassic.

4. Evolutive Trends in der Entwicklung der triadischen Korallen

Folgt man den Untersuchungen von LELESHUS & PERMYAKOV (1981), so kann während jeder Stufe der Korallenevolution festgestellt werden, daß zu Beginn und am Ende der jeweiligen Stufe die Entwicklung kolonialer Formen am niedrigsten war. Diese Aussage trifft für die triadischen Korallen nur teilweise zu, da der prozentuale Anteil kolonialer Formen kontinuierlich zunimmt und im Rhät sein Maximum erreicht (Abb. 4, 5). Die Entwicklung von Kolonien bei den Scleractinia führt zu einer Abnahme der individuellen Unabhängigkeit und der Zunahme der Integration der Koralliten in eine Kolonie, die funktionell als Einheit erscheint (KUZMICHEVA, 1987).

COATES & JACKSON (1985, 1987) stellten bei

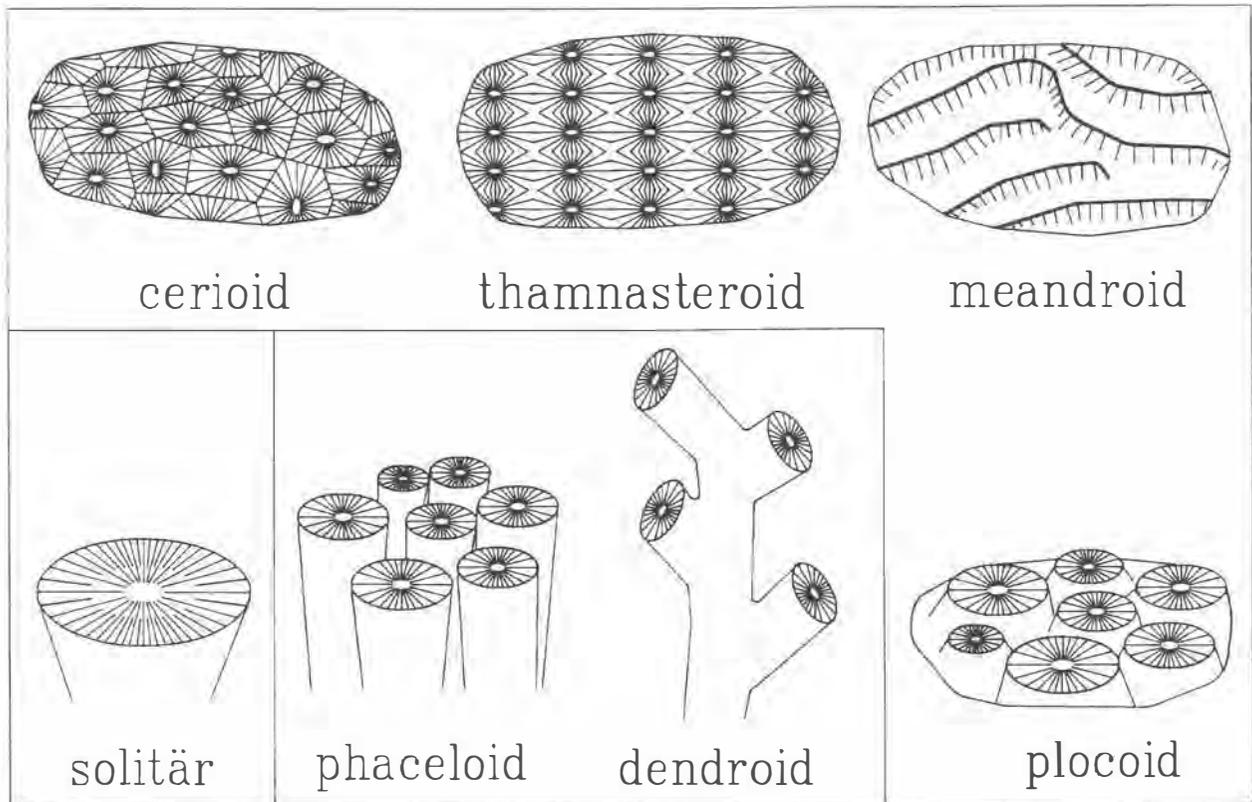


Abb. 3: Schematische Darstellung der Wuchsformtypen der Korallen.
 Fig. 3: Schematic line drawings of coral growth types.

der Untersuchung rezenter Scleractinia fest, daß die Wuchsform der Korallen, die Größe der Koralliten und der Grad der Integration der Koralliten sowie das Vorkommen von Zooxanthellen streng miteinander korreliert sind. So nimmt beispielsweise der Integrationsgrad von phaceloiden zu meandroiden Wuchsformen zu (COATES & JACKSON, 1987:364). Das würde für die Triaskorallen bedeuten, daß *Retiophyllia clathrata* (EMMRICH), eine im Nor und Rhät sehr häufige dendroide Form mit großen Koralliten, eine geringere Integration der Koralliten hat als die hochwüchsige und verzweigte Form der cerioiden *Astraeomorpha confusa* (WINKLER).

Isotopenuntersuchungen an obertriadischen Korallen (STANLEY & SWART, 1984) zeigen einen möglichen Zusammenhang zwischen Algen/Korallen-Symbiose und Integration der Koralliten. So ist zum Beispiel für die cerioide *Stuoesimorpha norica* FRECH eine Symbiose wahrscheinlich, wogegen bei der dendroiden *Retiophyllia fenestrata* (REUSS) keine Hinweise auf Zooxanthellen gefunden wurden.

Betrachtet man die Korallitengröße, so ist bei solitären und/oder niedrig integrierten Korallen im Laufe ihrer Entwicklung eine deutliche Größenzunahme festzustellen (LELESHUS & PERMYAKOV, 1981:8). Dagegen nimmt bei clonalen Organis-

men die Integration zu (COATES & JACKSON, 1985:101), und die Individuengröße wird kleiner.

Weiterhin fanden COATES & JACKSON (1985:75, Abb. 3-4) auffällige Unterschiede in der Häufigkeit von Arten verschiedener Wuchsformtypen zwischen Riff- und „Nichtriff“-Korallenfaunen. Riffkorallen sind hauptsächlich multiserial (zum Beispiel cerioide oder meandroide) Formen, wogegen „non reef“-Korallen vorwiegend solitär oder uniserial (dendroid) und bezüglich ihrer Fortpflanzung oft aclonal sind.

Von diesen Untersuchungsergebnissen ausgehend, wurden die triadischen Korallengattungen und -arten drei Wuchsformtypen zugeordnet: solitär, verzweigt (phaceloid, dendroid) und cerioid (plocoid, cerioid, thamnasteroid, meandroid) (Abb. 3). Eine detaillierte Unterteilung in mehr Kategorien wäre zwar befriedigender, ist jedoch aufgrund der Angaben in der Literatur nicht möglich.

Für die einzelnen Stufen der Trias ergibt sich aufgrund dieser Einteilung der Korallen folgendes Bild (Abb. 4, 5):

Auf Gattungsebene halten sich im Anis die solitären und cerioiden Formen mit jeweils 35% die Waage, wogegen verzweigte Formen mit 30% eine etwas geringere Rolle spielen. Auf Artniveau zeigt

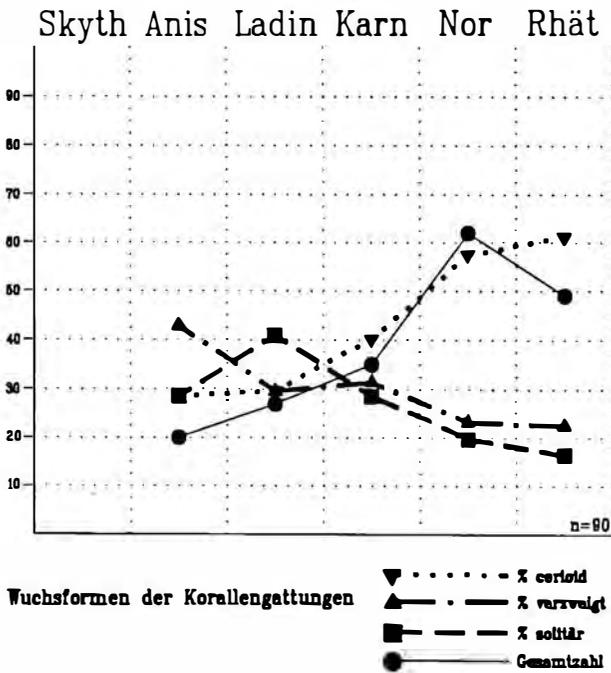


Abb. 4: Anteil (in %) der Wuchsformtypen der triadischen Korallengattungen an der Korallenfauna der einzelnen Stufen.

Fig. 4: Relative abundances (in %) of growth types of Triassic coral genera to the coral fauna during the Triassic.

sich jedoch ein völlig anderes Bild. Die solitären Arten überwiegen bei weitem (45,5%) im Vergleich mit Vertretern der verzweigten (22,7%) und cerioiden (31,8%) Formen.

Dieses Verteilungsmuster findet sich in ähnlicher Weise bei den ladinischen Arten. Es ist zu beobachten, daß der Anteil der Einzelkorallen im L a d i n auf 50% steigt, der der verzweigten auf 36,9%, wogegen die cerioiden Formen an Bedeutung verlieren (13%). Auch auf Gattungsebene überwiegen im Ladin die solitären Formen (40,7%) und die beiden anderen Wuchsformtypen halten sich mit jeweils 29,6% die Waage.

Im K a r n ist ein Umschwung in der Verteilung der Wuchsformen, besonders auf Gattungsniveau festzustellen. Die cerioiden Formen haben nun mit 41,6% den größten Anteil. Die beiden anderen Kategorien sind mit 27,7% (solitär) und 30,5% (verzweigt) vertreten. Betrachtet man die Wuchsformverteilung bei den Arten, so überwiegen immer noch die solitären mit 36,6%, allerdings nimmt gleichzeitig der Anteil der cerioiden Formen auf 31,1% zu, wogegen die verzweigten Arten einen leichten Rückgang auf 32,2% verzeichnen.

Mit dem N o r beginnt die Vorherrschaft der cerioiden Formen, die bei den Gattungen einen Anteil von 58,3% und bei den Arten von 60,3% haben. Auffällig ist die Abnahme bei den solitären Korallen

(Gattungen 20%; Arten 17%). Die verzweigten Formen können ihren Rang in etwa behaupten (Gattungen 21,6%, Arten 22%).

Auch im R h ä t dominieren cerioiden Wuchsformen. Auf Gattungsniveau sind es 61,2% und in der Artebene 51,9%, jedoch ist auf Artebene ein leichter Rückgang der cerioiden Formen gegenüber dem Nor festzustellen. Während der Anteil der dendroiden Gattungen im Vergleich zum Nor fast gleich bleibt (22,4%), ist beim Anteil der Arten eine Zunahme um 10% auf 32,5% festzustellen. Die solitären Formen verlieren sowohl auf Gattungs- wie auch auf Artebene weiter an Bedeutung (Gattungen 16,3%, Arten 15,5%).

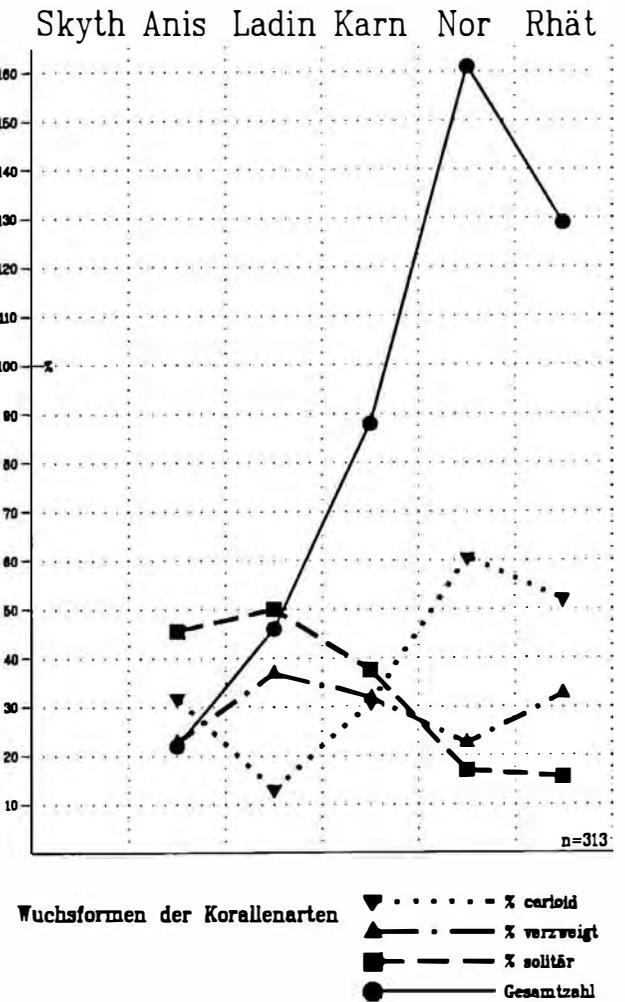


Abb. 5: Anteil (in %) der Wuchsformtypen der triadischen Korallenarten an der Korallenfauna der einzelnen Stufen.

Fig. 5: Relative abundances (in %) of growth types of Triassic coral genera to the coral fauna during the Triassic.

Betrachtet man die Verteilung der Wuchsformtypen im Verlauf der Trias, so ergibt sich ein deutliches Entwicklungsmuster: Ab dem Ladin nimmt die Zahl der cerioiden Taxa stetig zu, um im Nor (Arten) beziehungsweise Rhät (Gattungen) ihr Ma-

ximum zu erreichen. Diese Entwicklung spiegelt möglicherweise eine allmähliche Abnahme des Angebotes an gelösten Nährstoffen (Stickstoff, Phosphor) wider. Diese Nährstoffe regeln die Produktivität des autotropen Planktons, das am Beginn der Nahrungskette steht, da es die Grundlage für die Existenz vieler heterotropher Filterer (zum Beispiel Schwämme, azooxanthellate Korallen) ist.

Im Rhät ist ein leichter Rückgang bei den Arten mit cerioider Wuchsform zu verzeichnen. Die Verteilung der solitären Formen ist gegenläufig. Verzweigte Formen können während der gesamten Trias etwa ihren Anteil halten.

Diese Ergebnisse stimmen mit der allgemeinen Aussage von COATES & JACKSON (1985:95) überein, wonach die Scleractinia am Anfang ihrer Entwicklung eine niedrige Integration zeigen, die im Lauf der Erdgeschichte zunimmt. Die Entwicklung der triadischen Korallen spiegelt also einen allgemeinen Trend in der Evolution clonaler Organismen wider.

Welche Vorteile erwerben nun die Korallen gegenüber anderen sessilen Flachwasserorganismen durch die Zunahme kolonialer Formen und eine steigende Integration der Koralliten? Die Strategie aller Organismen ist, einen Lebensraum zu erobern, diesen möglichst lange besetzt zu halten und, sobald sich die Möglichkeit ergibt, diesen zu erweitern. Solitäre Organismen haben zwar den scheinbaren Vorteil, daß sie ein freies Substrat schnell besiedeln können; dieser Vorteil wird jedoch durch ihre begrenzte Lebensdauer und ihre Anfälligkeit gegen Beweidung mehr als aufgewogen. Kolonien können dagegen über größere Zeiträume existieren, da die Individuen zwar ebenfalls eine begrenzte Lebensspanne haben, jedoch nicht gleich alt sind und somit kaum gleichzeitig absterben. Gegen Weidedruck sind koloniale Organismen resistenter, da oft nur einige Individuen zerstört werden. Weiterhin haben sie die Fähigkeit, falls keine externen limitierenden Faktoren auftreten, sich unbegrenzt lateral auszudehnen. Kolonien haben also den Vorteil der Zeit und können fortschreitend Nachbarsubstrate besetzen, sobald solitäre Organismen sterben. Für Einzelformen ist es dann fast unmöglich, diesen Lebensraum zurückzugewinnen (siehe auch KOBLUK, 1988). Für Korallen ergaben sich also durch die Entwicklung kolonialer Lebensformen bessere Überlebens- und Ausbreitungschancen innerhalb der Flachwasserzonen. Das zeichnet die im Lauf der Trias – besonders ab dem Nor – steigende Bedeutung der Scleractinia innerhalb der Riffbildnergemeinschaften nach (Abb. 6).

5. Bedeutung der Korallen innerhalb der Riffbildnergemeinschaften

Trotz der hohen Zahl cerioider Gattungen und Arten in der höheren Obertrias (Nor-Rhät) entwickelten sich auf den triadischen Plattformen und an deren Rändern kaum ökologische Riffe mit ausgeprägtem organischen Riffgerüst (ZANKL, 1969:19; STANTON & FLÜGEL, 1989), wie sie zum Beispiel anhand der unternorischen „Cipit“-Kalke des westlichen Taurus rekonstruiert werden können (RIEDEL, 1990:33).

Um dieses Phänomen zu verstehen, muß man einerseits den Anteil der Korallen innerhalb der Riffbildnergemeinschaften berücksichtigen und andererseits auch die absoluten Häufigkeiten verschiedener Wuchsformtypen innerhalb der Korallenfaunen in Erwägung ziehen.

Bei der Besiedelung der mitteltriadischen Plattformen spielten Korallen, außer in günstigen ökologischen Positionen innerhalb kleiner Bereiche (Hafelekar: BRANDNER & RESCH, 1981; Hochstaufenmassiv: HENRICH, 1983; Slovenien: CAR et al. 1981; Keszthely Gebirge: BOHN, 1979) eine untergeordnete Rolle. Die Masse dieser Korallen kann dem solitären und dendroiden Wuchstyp zugeordnet werden.

Erst während des Nor leisten die Korallen einen größeren Beitrag zur Riffbildnergemeinschaft. Auffällig ist, daß bereits im untersten Nor (Lac 1) in den „Cipit“-Kalken des westlichen Taurus cerioide Korallen sowohl nach der Zahl der Arten als auch in ihrer absoluten Häufigkeit in der Korallenfauna dominieren und in der Gerüstbildnerfauna einen Anteil von 22% erreichen (RIEDEL, 1990:79). Hier treten Faziestypen auf, die für ökologische Riffstrukturen charakteristisch sind. Allerdings zeigen diese Korallen nach der Terminologie von COATES & JACKSON (1987:364) nur eine niedrige bis allenfalls mittlere Integration. Es dominieren Taxa, die zwar eine cerioide Wuchsform haben, jedoch sind die Koralliten bei den meisten Arten durch Wände voneinander getrennt (zum Beispiel *Toechastraea plana* CUIF, 1972). Selten treten auch hochintegrierte Kolonien auf, wie *Alakiria sphaeroidea* CUIF, 1972, die keine Kelchwände ausscheiden (RIEDEL, 1990:36). Zu ähnlichen Ergebnissen führten Untersuchungen unter- bis mittelnorischer Flachwasserkarbonate des Vascau-Plateaus (Rumänien) (RIEDEL, 1990:24).

Die Korallen behaupten während des gesamten Nor ihre Position und erreichen bei den Riffbildnern einen durchschnittlichen Anteil von etwa 30% (errechnet nach FLÜGEL, 1981:Abb. 22). Innerhalb der Korallenfauna dominieren in der Individuenzahl und volumetrisch eindeutig dendroide „Thecosmilien“. Allerdings können auch cerioide Korallen beträchtliche Beiträge liefern, wie zum Beispiel am Hohen Göll, wo *Astraeomorpha* 50% des Volumenanteils

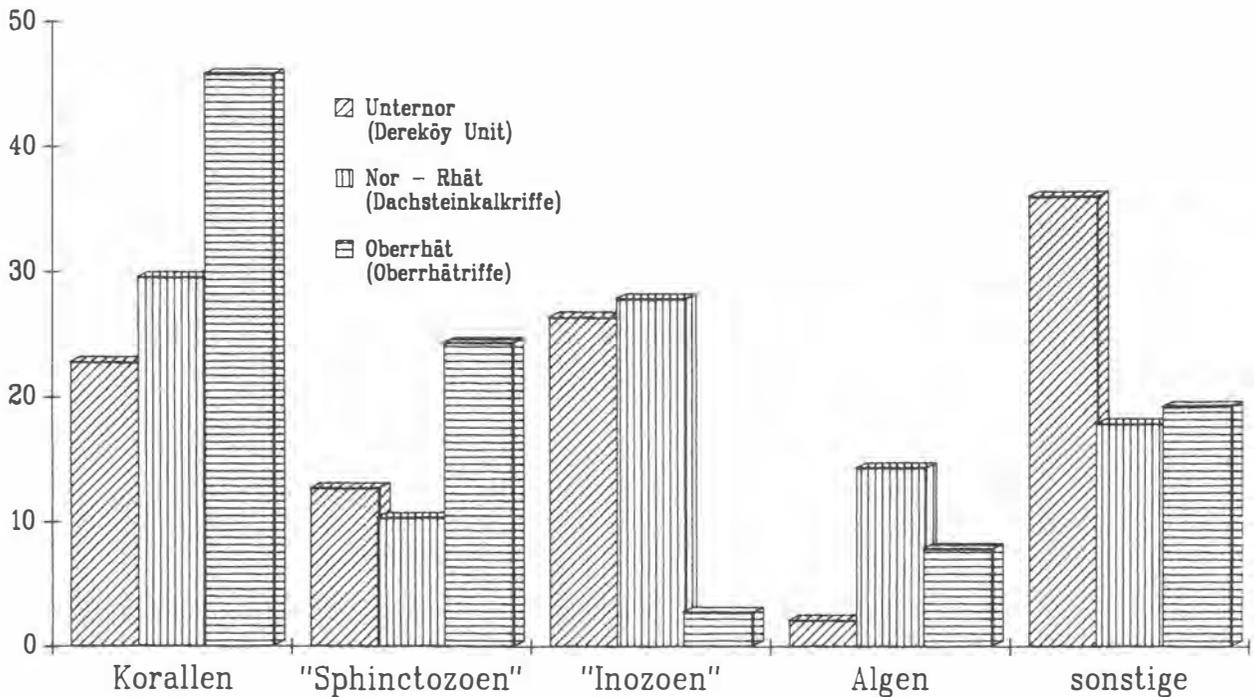


Abb. 6: Bedeutung der Rifforganismen im Laufe der Obertrias. Die Daten für die Dereköy Unit (Unternor) stammen von ausgezählten Schriffen (RIEDEL, 1990), die für die Dachsteinkalkriffe (Nor - Rhät) und Oberrhätriffe (Oberrhät) wurden aus FLÜGEL (1981: Abb. 22) übernommen. In der Rubrik „sonstige“ sind Chaetetiden, „Tabulozoen“, Bryozoen und Problematika zusammengefaßt.

Fig. 6: Significance of reef-building organisms during the Late Triassic. Data for the Dereköy Unit (Early Norian) come from counted thin sections (RIEDEL, 1990), data from the "Dachsteinkalkriffe" (Norian-Rhaetian) and "Oberrhätriffe" (Late Rhaetian) from FLÜGEL (1981:Fig. 22). "Others" ("sonstige") include Chaetetids, "Tabulozoans", Bryozoa and problematica.

les der Korallen einnimmt (ZANKL, 1969:Abb. 63).

Während des Rhät dominierten innerhalb der Korallenfauna eindeutig dendroide Formen mit hochwüchsigen „Thecosmilien“ (PILLER, 1981; SCHÄFER 1979; VORTISCH, 1926; WÄHNER, 1903). In den Oberrhätriffen können die Korallen einen Anteil von fast 50% der Riffbildnerfauna erreichen.

Die Bedeutung der Korallen als Gerüstbildner, Sedimentfänger und -lieferanten sowie als Inkrustierer und Stabilisierer des Riffgerüsts wird erst ab dem Nor deutlich. Im Lauf der Obertrias erreichen sie einen immer größer werdenden Anteil innerhalb der Riffbildnergemeinschaft (Abb. 6). Ein auffälliges Phänomen in den triadischen Flachwasserkalken ist, daß phaceloide Korallen, wie zum Beispiel *Retiophyllia* („*Thecosmilia*“), während der gesamten Trias quantitativ innerhalb der Korallenfauna an der Spitze stehen. Dies legt die Vermutung nahe, daß in vielen Fällen die Voraussetzungen für die Entstehung ökologischer Korallenriffe nicht gegeben waren, obwohl die potentiellen Rifforganismen vorhanden waren. Weitere Untersuchungen von Korallenvorkommen – besonders in den norisch-rhätischen

Dachsteinkalken – müssen klären, inwieweit diese „echte“ Riffbiotope repräsentieren, oder ob sie, wie STANTON & FLÜGEL (1989) an der Steinplatte dokumentierten, Korallenbiostrome beziehungsweise -anhäufungen an einem Plattformhang sind.

6. Discussion

Das einschneidende Aussterbeereignis an der Perm-Trias-Grenze betraf die meisten Organismen nicht als Gruppen (Klassen oder Ordnungen), sondern hauptsächlich auf Gattungs- und Artebene (93%–95% der Arten nach SEPKOSKI, 1989:Tab. 3). Allerdings verschwanden auch einige höhere taxonomischen Kategorien völlig, wie zum Beispiel die tabulaten und rugosen Korallen oder bei den Foraminiferen die Fusuliniden.

Erst nach dem Skyth kann eine langsame Erholung der Flachwasserorganismen beobachtet werden. Zuerst siedelten Generalisten mit hohen Reproduktionsraten und Ausbreitungsgeschwindigkeiten (Schwämme, Algen, Tubiphyten; FOIS & GAETANI, 1984; GAETANI & GORZA, 1989), obwohl die bedeutenden triadischen Rifforganismengruppen bereits im Anis vorhanden waren. Viele Vertre-

ter dieser Gruppen befanden sich in einem Evolutionsstadium, in dem sie entweder noch nicht an bestimmte, eng begrenzte Biotope angepaßt waren, oder sie waren so selten, daß sie keine größere Bedeutung innerhalb der Riffe erreichen konnten. Hinzu kommt, daß für einige Taxa kein entsprechendes Substrat oder Biotop in ausreichender Ausdehnung zur Verfügung stand, um eine hervorstechende Rolle in den Assoziationen zu erlangen.

Die wichtigste faunistische Neuheit in der Trias sind die Scleractinia, die bereits ab dem Anis in den Riffgemeinschaften vertreten sind. Ihre Bedeutung als Riffbildner kommt erst in der höheren Obertrias, besonders im Rhät zu Geltung.

Welche Gründe können dafür verantwortlich sein, daß in der Mitteltrias und im Karn, lokal auch im Nor, Korallen in den Riffgemeinschaften keine bedeutende Rolle spielen?

Die Lebensräume der mitteltriadischen bis karnischen Korallen lagen im allgemeinen im tieferen, wenig turbulenten Wasser (? Hangbereiche) und in Lagunen (patch reefs). Dafür sprechen nicht nur mikrofazielle Daten (korallenführende grainstones, rudstones und floatstones, keine framestones!). Auch die Größe und die meist filigrane Wuchsform – besonders der phaceloiden Korallen – unterstützen diese Annahme. Die meisten triadischen Korallen waren azooxanthellat (STANLEY, 1979, 1981; STANLEY & SWART, 1984; STANLEY & CAIRNS, 1988) und hatten somit auch eine geringere Wachstumsrate. Wegen des Fehlens symbiontischer Algen waren sie nicht, wie viele der rezenteren Korallen, auf gut durchlichtete Standorte angewiesen und konnten wegen des begrenzten Platzangebotes und der Besetzung vieler Substrate durch Algen, Schwämme, organische Krusten und Problematika nur Lebensräume besetzen, die für diese autotrophen und heterotrophen Organismen weniger geeignet waren. Eine Ausnahme sind einige cerioide Korallen aus den Casianer Schichten (Karn), für die der Besitz symbiontischer Algen sehr wahrscheinlich ist (STANLEY & SWART, 1984). Diese zooxanthellaten Korallen stammen jedoch aus anderen Biotopen (Plattformränder) als die meisten der mitteltriadischen bis karnischen Formen (Plattformhang)!

Die Besiedelung mariner Flachwasserbereiche durch sessile benthonische Organismen hängt von der Verfügbarkeit von geeignetem Substrat ab. Dabei haben Organismen mit hohen Wachstums- und Reproduktionsraten (Opportunisten) zweifellos einen Vorteil, solange ihre Ausbreitung nicht von ihren „Feinden“ (zum Beispiel Weidern) eingeschränkt wird. Die Wachstumsraten sind auch vom Nahrungs- und Nährstoffangebot (gelöster Stickstoff, Phosphor, Spurenelemente; bei autotrophen und mixotrophen Organismen: Licht) abhängig. So zeigt BIRKELAND (1977) anhand rezenter Beispiele, daß bei

reichlichem Angebot gelöster Nährstoffe vor allem kleine, schnell wachsende Organismen (Filamentalgen, Seepocken und Bryozoen) bevorzugt das Substrat besetzen. Sie verhindern die Besiedelung mit Korallen, da kein freier Raum mehr vorhanden ist. Korallenlarven benötigen, wenn sie sich festsetzen wollen, freies Substrat. Außerdem besteht die hohe Wahrscheinlichkeit, daß die Korallen wegen ihrer im Vergleich zu Algen geringeren Wachstumsraten und Ausbreitungsgeschwindigkeiten verdrängt und/oder überwuchert werden (FRICKE & MEISCHNER, 1985), so daß sie kaum eine Chance haben, in solchen Bereichen eine größere Verbreitung zu erreichen.

Betrachtet man die Organismenassoziation der mittelkarnischen Flachwasserkalke des Bosruck (DULLO et al., 1987), so stellt man fest, daß sie vorwiegend aus Schwämmen, Algen und Mikroproblematika (überwiegend *Tubiphytes*) zusammengesetzt ist. Diese Gemeinschaft wird von Organismen dominiert, die hohe Wachstums- und Reproduktionsraten und große Ausbreitungsgeschwindigkeiten (Algen) aufweisen. Diese Zusammensetzung legt die Vermutung nahe, daß dieser Lebensraum reichlich mit gelösten Nährstoffen versorgt wurde und gut durchlichtet war. Das fördert das Wachstum autotropher Organismen, so daß für Korallen kaum Substrat zur Ansiedelung frei bleibt.

Ein gutes Angebot an gelösten Nährstoffen bedingt unter anderem eine große planktonische Biomasse (HALLOCK & SCHLAGER, 1986:390). Da – jedenfalls die rezenteren – Schwämme überwiegend herbivore Suspensionsfresser sind und sich ebenfalls durch hohe Reproduktionsraten auszeichnen, kann auch deren Häufigkeit mit einem guten Nahrungsangebot erklärt werden. Überträgt man die Beobachtungen von BIRKELAND (1977) auf diesen fossilen Lebensraum in der Trias, so ist nicht verwunderlich, daß hier kaum Korallen in der Faunengemeinschaft auftreten.

Hinzu kommt noch, daß die mitteltriadischen und besonders die karnischen Riffkalke im allgemeinen dunkler und bituminöser sind als die Dachsteinkalke. Der höhere Gehalt an organischer Substanz kann auf eine „Eutrophierung“ des Lebensraumes hinweisen und somit die Annahme bekräftigen, daß die mitteltriadischen bis karnischen Riffe mit mehr Nährstoffen versorgt wurden als die Dachsteinkalkriffe.

Im Nor dürften die meisten gelösten Nährstoffe bereits in der Hauptdolomitlagune von den weit verbreiteten Cyanophyceen (Cyanobakterien) verbraucht worden sein, so daß in landferne Bereiche kaum noch Nährstoffe gelangten. So wurde zum Beispiel übermäßiges Algenwachstum unterbunden und günstigere Voraussetzungen dafür geschaffen, daß sich vermehrt Korallen ansiedeln konnten.

Ein gutes Beispiel für den Zusammenhang von

Nährstoffangebot, Zusammensetzung der Riffassoziationen und der Bedeutung der Korallen als Riffbildner liefern die unternorischen Riffe in der Türkei. Sie entstanden auf Horsten in Landnähe. Klastische Schüttungen vom Land bilden das Normalsediment in den dazwischenliegenden Becken. Das fast völlige Fehlen der Algen (außer Solenoporaecen) und die Vorherrschaft höher integrierter Korallenarten kann auf ein niedriges Nahrungsangebot zurückgeführt werden. Durch die Verwitterung und den Transport der Verwitterungsprodukte in das Meer können zwar große Mengen gelöster Nährstoffe bereitgestellt werden, jedoch ist deren Verweildauer auf den schmalen Schelf- und Flachwasserarealen zu kurz, um von den Organismen ausgeschöpft zu werden. Dieser Effekt kann auch die Dominanz cerioider Korallen (= hochintegrierte Korallen mit Zooxanthellen) erklären, die aufgrund der Symbiose mit Algen einen Wettbewerbsvorteil in diesen nahrungsarmen Biotopen hatten und sich weit verbreiten konnten.

Die Evolution der triadischen Korallen spiegelt demnach den Nährstoffhaushalt während der Trias wider, der ein bestimmtes Element der Riffentwicklung ist. In der Mitteltrias und im Karn herrscht ein reiches Angebot an gelösten Nährstoffen, was besonders das Wachstum der autotrophen Organismen fördert. Diese hohe Primärfertilität begünstigt auch herbivore Suspensionsfresser, wie zum Beispiel die Schwämme. Durch eine Abnahme des Nahrungsangebotes im Verlauf des Nor und Rhät erlangen mixotrophe Organismen gegenüber den heterotrophen und den autotrophen einen Wettbewerbsvorteil. Dieser gründet sich auf die Fähigkeit durch das Recycling der Nährstoffe zwischen Wirt und Symbionten die Produktion organischen Materials und somit auch die potentielle Wachstumsrate zu erhöhen (HALLOCK, 1981).

Die obertriadische Riffentwicklung zeigt die Eroberung der Lichtzone durch die Korallen und das Verdrängen der Schwämme in immer tiefere (dunklere) Bereiche (SENOWBARI-DARYAN et al., 1982:174; Abb. 4). Das war allerdings wohl erst durch die Symbiose der Scleractinia mit Zooxanthellen möglich, da durch das Recycling der Nährstoffe ohne Erhöhung des primären Nährstoffangebotes größere Wachstums- und Ausbreitungsgeschwindigkeiten ermöglicht wurden. Die Korallen hatten einen Wettbewerbsvorteil gegenüber den autotrophen und heterotrophen Organismen.

Dank

In dieser Arbeit werden aktualisierte Teilergebnisse meiner Dissertation präsentiert. Die Untersuchungen wurden im Rahmen der von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Projekte „Evolution von Riffen“ (Fl 42/49) und „Karn/

Nor Türkei“ (Fl 42/53-1) unter der Leitung von Prof. Dr. E. FLÜGEL am Institut für Paläontologie der Universität Erlangen-Nürnberg durchgeführt. Die Minna-James-Heinemann-Stiftung unterstützte diese Untersuchungen im ersten Jahr durch ein großzügiges Reisekostenstipendium.

7. Literatur

- BEAUVAIS, L. (1986): Monographie des Madreporaires du Jurassique inferieur du Maroc. — *Palaeontographica*, A, **194**, 1-68, 34 Abb., 15 Taf., 9 Tab., Stuttgart.
- BECHSTÄDT, TH. & BRANDNER, R. (1970): Das Anis zwischen St. Virgil und dem Höhensteintal (Pragser- und Olanzer Dolomiten, Südtirol). — *Fbd. Geol. Inst. 300 Jahr-Feier*, Univ. Innsbruck, 9-103, 4 Abb., 18 Taf., 2 Beil., Innsbruck.
- BIRKELAND, C. (1977): The importance of rate of biomass accumulation in early successional stages of benthonic communities to the survival of coral recruit. — *Proceed. 3rd Intern. Coral Reef Symp.*, **1**, 15-21, 1 Abb., 5 Tab., Miami.
- BOHN, P. (1979): A Keszthely - Hegyseg Regionalis Földtana (The Regional Geology of the Keszthely Mountains). — *Geologica Hungarica*, Ser. *Geologica*, **19**, 1-134, 33 Abb., 31 Taf., 42 Tab., 1 Beil., Budapest.
- BRANDNER, R. & RESCH, W. (1981): Reef Development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. — [In:] TOOMEY, D. F. (eds.): *European Fossil Reef Models*, Soc. Econ. Palaeont. Min. Spec. Publ., **30**, 203-231, 27 Abb., Tulsa.
- CAR, J., SKABERNE, D., OGORELEC, B., TURNSEK, D. & PLACER, L. (1981): Sedimentological characteristics of Upper Triassic (Cordevolian) circular quiet water coral bioherms in western Slovenia, Northwestern Yugoslavia. — [In:] TOOMEY, D. F. (ed.): *European Fossil Reef Models*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **30**, 233-240, 6 Abb., Tulsa.
- COATES, G. A. & JACKSON, J. B. C. (1987): Clonal growth, algal asymbiosis, and reef formation by corals. — *Paleobiology*, **13/4**, 363-378, 10 Abb., 3 Tab., Ithaca.
- COOPER, P. (1988): Ecological succession in Phanerozoic reef ecosystems: Is it real? — *Palaios*, **3**, 136-152, 4 Abb., 3 Tab., Tulsa.

- CUIF, J. P. (1972): Note sur les Madreporaires triasiques a fibres aragonitiques conservees. — C. R. Acad. Sci. Paris, ser. D, 274, 1272–1275, 1 Taf., Paris.
- (1972): Recherches sur les Madreporaires du Trias. I: Famille des Stylophyllidae. — Bull. Mus. Nat. Hist. Nat., 3. Ser., N 97, 17, 211–291, 33 Abb., Paris.
- (1974): Recherches sur les madreporaires du Trias. II. Genres *Montlivaltia* et *Thexosmilia*. — Bull. Mus. Nat. Hist. Nat., 3. Ser., N 275, 40, 239–400, 47 Abb., Paris.
- (1975): Recherches sur les Madreporaires du Trias. III. Etude des structures pennulaires chez les Madreporaires triasiques. — Bull. Mus. Nat. Hist. Nat., 3. Ser., N 310, 44, 45–127, 20 Abb., 18 Taf., Paris.
- (1976): Recherches sur les Madreporaires du Trias. IV. Formes ceriomeandriodes et thamnasteroides du Trias des Alpes et du Taurus sud-anatolien. — Bull. Mus. Nat. Hist. Nat., 3. Ser., N 381, 53, 65–162, 30 Abb., 17 Taf., Paris.
- (1977): Arguments pour une relation phylogenetique entre les Madreporaires paleozoiques et ceux du Trias. — Mem. Soc. geol. F., N. S., 129, 1–54, 6 Abb., 13 Taf., Paris.
- (1980): Microstructure versus morphology in the skeleton of Triassic scleractinian corals. — Acta Palaeont. Polonica, 25/3–4, 361–374, 9 Abb., Warszawa.
- DENG, Z. & KONG, L. (1984): Middle Triassic corals and sponges from southern Guizhou and eastern Yunnan. — Acta Palaeontologica Sinica, 23/4, 489–503, 2 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Beijing.
- DRONOV, V. I., GAZDZICKI, A. & MELNIKOVA, G. K. (1982): Die triadischen Riffe im südöstlichen Pamir. — Facies, 6, 107–128, 2 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Erlangen.
- DULLO, W. C., FLÜGEL, E., LEIN, R., RIEDEL, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1987): Algen, Kalkschwämme und Mikroproblematika aus unterkarnischen Riffkalken des Bosruck-Gipfels (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 129, 525–543, 4 Abb., 4 Taf., 2 Tab., Wien.
- FLÜGEL, E. (1961): Eine Koralle aus dem schwarzen Sturia-Kalk (Anis) des Tretto (Vicentin). — Verh. Geol. B.-A., 1961/1, 79–83, 2 Abb., Wien.
- (1981): Paleoecology and Facies of Upper Triassic Reefs in Northern Calcareous Alps. — [In:] TOOMEY, D. F. (ed.): European Fossil Reef Models, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 30, 291–359, 26 Abb., 15 Tab., Tulsa.
- FOIS, E. & GAETANI, M. (1984): The recovery of reef-building communities and the role of cnidarians in carbonate sequences of the Middle Triassic (Anisian) in the Italian Dolomites. — Palaeont. Amer., 54, 191–200, 11 Abb., Ithaca.
- FRICKE, H. & MEISCHNER, D. (1985): Depth limits of Bermudan scleractinian corals: a submersible survey. — Marine Biology, 88, 175–187, 12 Abb., Berlin.
- HALLOCK, P. (1981): Algal symbiosis: A mathematical analysis. — Marine Biology, 62, 249–255, 5 Abb., 1 Tab., Berlin.
- & SCHLAGER, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. — Palaios, 1/4, 389–398, 2 Abb., Tulsa.
- HENRICH, R. (1983): Der Wettersteinkalk am NW-Rand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen: der jüngste Vorstoß einer Flachwasserplattform am Beginn der O-Trias. — Geologica et Palaeontologica, 17, 137–177, 7 Abb., 9 Taf., 2 Tab., Marburg.
- KOBLUK, D. R. (1988): Pre-Cenozoic fossil record of cryptobionts and their presence in early reefs and mounds. — Palaios, 3/2, 243–250, Tulsa.
- KOLOSVARI, G. (1958): Corals from the Upper Anisian of Hungary. — Journ. Paleont., 32, 636, Tulsa.
- KUZMICHEVA, Y. I. (1986): The evolution of colonialism in the Scleractinia. — Paleont. Zhur., 1986/4, 3–14, 2 Abb., Moskau.
- LAUBE, G. D. (1965): Die Fauna der Schichten von St. Cassian. I. Abteilung. — Denkschr. Kais. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 24, 223–296, 10 Taf., Wien.
- LELESHUS, V. L. & PERMYAKOV, V. V. (1981): A characteristic feature of the evolution of corals. — Paleont. Zhur., 1981/3, 3–14, Moskau.

- MELNIKOVA, G. K. (1971). New data on the morphology, microstructure and systematics of Late Triassic Thamnasterioidea. — *Paleont. Zhur.*, **1971/2**, 21–35, 3 Abb., 2 Taf., Moskau.
- (1972): Revision of some Late Triassic and Early Jurassic Stylophyllidae (Scleractinia). — *Paleont. Zhur.*, **1972/2**, 53–63, 6 Abb., 2 Taf., Moskau.
- (1975): Pozdnetriasovye skleractinii yugovostotshnogo Pamira. — 234 S., 38 Taf., Dushanbe.
- (1983): New Upper Triassic Scleractinia from the Pamir Region. — *Paleont. Zhur.*, **1983/1**, 45–53, 5 Abb., 1 Taf., Moskau.
- (1986): Novye dannye po sistematike i filogenii pakhitekalid (Skleraktinii). — *Vsesoyuznogo simp. po korrallam i rifam*, **5**, 83–89, 2 Abb., 2 Taf., Moskva.
- (1989): *Monstroseris*, a new Upper Triassic scleractinian coral from Iran. — *Acta Palaeontologica Polonica*, **34/1**, 71–74, 2 Taf., Warszawa.
- MONTANARO GALLITELLI, E. (1973): Microstructure and septal arrangement in a primitive Triassic Coral. — *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **12/1**, 8–22, 5 Abb., 10 Taf., Modena.
- (1975): Hexanthiniaria a new Ordo of Zoantharia (Anthozoa, Coelenterata). — *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **14/1**, 21–25, 6 Abb., 1 Tab., Modena.
- , RUSSO, A. FERRARI, P. (1979): Upper Triassic coelenterates of western North America. — *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **18/1**, 133–156, 6 Taf., 1 Tab., Modena.
- MÜNSTER Graf zu, G. (1841): Beiträge zur Geognosie und Petrefakten-Kunde des südöstlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian. — 152 S., 16 Taf., Bayreuth.
- PILLER, W. (1981): The Steinplatte Reef complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg, Austria. — [In:] TOOMEY, D. F. (ed.): *European Fossil Reef Models*, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., **30**, 261–290, 23 Abb., Tulsa.
- RIEDEL, P. (1990): Riffbiotipe im Karn und Nor (Obertrias) der Tethys: Entwicklung, Einschnitte und Diversitätsmuster. — *Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Erlangen-Nürnberg*, 96 S., 36 Abb., 15 Taf., 9 Tab., Erlangen.
- RONIEWICZ, E. (1989): Triassic scleractinian corals of the Zlambach Beds, Northern Calcareous Alps, Austria. — *Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Denkschriften*, **126**, 1–152, 43 Taf., 2 Tab., Wien.
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den nördlichen Kalkalpen (Oberrät-Riff-Kalke, Salzburg). — *Facies*, **1**, 3–245, 46 Abb., 21 Taf., 18 Tab., Erlangen.
- SCHOLZ, G. (1972): An Anisian Wetterstein limestone reef in North Hungary. — *Acta Mineral.-Petrogr. Szeged*, **20/2**, 337–362, 4 Abb., 10 Taf., Szeged.
- SENOWBARI-DARYAN, B., SCHÄFER, P. & ABATE, B. (1982): Obertriadische Riffe und Rifforganismen in Sizilien. — *Facies*, **6**, 165–184, 4 Abb., 3 Taf., Erlangen.
- SEPKOSKI, J. J. (1981): A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record. — *Paleobiology*, **7**, 36–53, 5 Abb., 2 Tab., Ithaca.
- (1989): Periodicity in extinction and the problem of catastrophism in the history of life. — *Journ. Geol. Soc. London*, **147**, 7–19, 3 Abb., London.
- STANLEY, G. D. (1979): Paleocology, structure, and distribution of Triassic coral buildups in Western North America. — *Univ. Kansas Paleont. Inst.*, **65**, 1–58, 12 Abb., 13 Tab., Lawrence.
- & CAIRNS, S. D. (1988): Constructional azooxanthellate coral communities: An overview with implications for the fossil record. — *Palaaios*, **3**, 233–242, 3 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- & SWART, P. K. (1984): A geochemical method for distinguishing zooxanthellate and non-zooxanthellate corals in the fossil record. — [Abst.] *Joint Meet. Atlant. Reef Comm. & Internat. Soc. Reef Stud. Advances in Reef Science*, 118–119, Miami.
- STANTON, R. J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with reef models: The Late Triassic Steinplatte "Reef" (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). — *Facies*, **20**, 1–138, 33 Abb., 53 Taf., 2 Tab., Erlangen.
- TURNSEK, D. & BUSER, S. (1989): The Carnian reef complex on the Pokljuka (NW Yugoslavia). — *Razprave IV, Razreda SAZU*, **30/3**, 75–127, 4 Abb., 10 Taf., Ljubljana.

- & RAMOVŠ, A. (1987): Upper Triassic (Norian-Rhaetian) reef buildups in the Northern Julian Alps (NW Yugoslavia). — *Razprava IV, Razreda SAZU*, 28/2, 27–67, 5 Abb., 16 Taf., Ljubljana.
- VOLZ, W. (1898): Die Korallenfauna der Trias. II. Die Korallen der Schichten von St. Cassian in Süd-Tirol. — *Palaeontographica*, Abt. A., 43, 1–123, 49 Abb., 11 Taf., Berlin.
- VORTISCH, W. (1926): Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. I. Teil. — *Jb. Geol. B.-A.*, 76, 1–64, 4 Abb., 1 Taf., Wien.
- WÄHNER, F. (1903): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, ein Typus eines alpinen Gebirgsbaues. — 1–356, 96 Abb., 19 Taf., 1 Beil., Leipzig.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll, Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. — *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 519, 1–123, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt.
- Spezielle Literatur über Korallen der Trias:**
- BEAUVAIS, L. (1972): Deux nouveaux genres de Madreporaires triasiques. — *Bull. Soc. Geol. France*, (7)14, 310–313, 1 Taf., Paris.
- (1980): Sur la taxinomie des madreporaires mésozoïques. — *Acta Palaeont. Polonica*, 25/3–4, 345–360, Warszawa.
- CUIF, J. P. (1965): Sur les rapports des genres de Madreporaires *Montlivaltia* LAM. et *Thecosmilia* M.-EDW. & HAIME et leur présence au Trias. — *Bull. Soc. geol. France*, ser. 7, t. VIII, 1865, 630–736, 2 Abb., 1 Taf., Paris.
- (1966): Structure de quelques Polypiers phaceloides triasiques. — *Bull. Soc. geol. France*, ser. 7, t. VIII, 1966, 125–132, 4 Abb., 1 Taf., Paris.
- (1972): Note sur les Madreporaires triasiques à fibres aragonitiques conservées. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. D, 274, 1272–1275, 1 Taf., Paris.
- (1972): Recherches sur les Madreporaires du Trias. I: Famille des Stylophyllidae. — *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 3. Ser., N 97, 17, 211–291, 33 Abb., Paris.
- (1974): Recherches sur les madreporaires du Trias. II. Genres *Montlivaltia* et *Thecosmilia*. — *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 3. Ser., N 275, 40, 239–400, 47 Abb., Paris.
- (1975): Recherches sur les Madreporaires du Trias. III. Etude des structures pennulaires chez les Madreporaires triasiques. — *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 3. Ser., N 310, 44, 45–127, 20 Abb., 18 Taf., Paris.
- (1976): Recherches sur les Madreporaires du Trias. IV. Formes ceriomeandriodes et thamna-steroïdes du Trias des Alpes et du Taurus sud-anatolien. — *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 3. Ser., N 381, 53, 65–162, 30 Abb., 17 Taf., Paris.
- (1977): Arguments pour une relation phylogénétique entre les Madreporaires paléozoïques et ceux du Trias. — *Mem. Soc. geol. F., N. S.*, 129, 1–54, 6 Abb., 13 Taf., Paris.
- (1980): Microstructure versus morphology in the skeleton of Triassic scleractinian corals. — *Acta Palaeont. Polonica*, 25/3–4, 361–374, 9 Abb., Warszawa.
- DENG, Z. & KONG, L. (1984): Middle Triassic corals and sponges from southern Guizhou and eastern Yunnan. — *Acta Palaeontologica Sinica*, 23/4, 489–503, 2 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Beijing.
- DIENER, C. (1921): Cnidaria triadica. — [In:] DIENER, C. (Hrsg.): *Fossilium catalogus*. I. Animalia, 13, 1–45, Berlin (W. Junk) (cum lit.!).
- DONG, D. & WANG, B. (1985): Cnidarian fauna from the Mesozoic of south Xinjiang. — *Acta Palaeontologica Sinica*, 24/4, 449–452, 2 Taf., Beijing.
- FANTINI SESTINI, N. & MOTTA, E. (1984): I coralli del calcare di Zu (Triassico Superiore) della Lombardia (Italia). — *Riv. It. Paleont. Strat.*, 89/3, 343–376, 1 Abb., 4 Taf., Milano.
- FLÜGEL, E. (1961): Eine Koralle aus dem schwarzen Sturia-Kalk (Anis) des Tretto (Vicentin). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1961/1, 79–83, 2 Abb., Wien.
- (1964): Über die Beziehungen zwischen *Stylophylloopsis* FRECH, *Oppelismilia* DUNCAN und *Molukkia* JAWORSKI (Scleractinia, Trias-Lias). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1964/6, 336–348, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

- FRECH, F. (1890): Die Korallen der Trias. - I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. — *Palaeontographica*, Abt. A., **37**, 1-116, 21 Taf., Berlin.
- HAAS, O. (1909): Bericht über neue Aufsammlungen in den Zlambach-Mergeln der Fischerwiese bei Alt-Aussee. — *Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ung. u. Orients*, **22**, 143-167, 2 Taf., Wien.
- KANMERA, K. (1964): Triassic coral faunas from the Konose Group in Kyushu. — *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D., Geology*, **15/1**, 117-147, 5 Abb., 8 Taf., Fukuoka.
- KOLOSVARI, G. (1958): Corals from the Upper Anisian of Hungary. — *Journ. Paleont.*, **32**, 636, Tulsa.
- KÜHN, O. (1935): Die Anthozoen, Hydrozoen, Tabulozoen und Bryozoen der Trias von Brasov (Kronstadt). — *Ann. Inst. Geol. Rom.*, **17**, 109-132, 1 Taf., Bucuresti.
- LAUBE, G. D. (1965): Die Fauna der Schichten von St. Cassian. I. Abteilung. — *Denkschr. Kais. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **24**, 223-296, 10 Taf., Wien.
- MELNIKOVA, G. K. (1971). New data on the morphology, microstructure and systematics of Late Triassic *Thamnasterioidea*. — *Paleont. Zhur.*, **1971/2**, 21-35, 3 Abb., 2 Taf., Moskau.
- (1972): Revision of some Late Triassic and Early Jurassic *Stylophyllidae* (Scleractinia). — *Paleont. Zhur.*, **1972/2**, 53-63, 6 Abb., 2 Taf., Moskau.
- (1975): Pozdnetriasovye skleractinii yugovostotshnogo Pamira. — 234 S., 38 Taf., Dushanbe.
- (1983): New Upper Triassic Scleractinia from the Pamir Region. — *Paleont. Zhur.*, **1983/1**, 45-53, 5 Abb., 1 Taf., Moskau.
- & BYCHOV, Y. M. (1986): The Upper Triassic Scleractinia of the Keukeren ridge (the Korjak upland). — [In:] Correlation of the Permian-Triassic sediments of East USSR. Vladivostok: Far-Eastern Scientific Centre, USSR, Akad. Sci. 63-81, 15 Abb., Vladivostok.
- MOISEEV, A. C. (1944): Algae, sponges, aqueous polyps and corals of the Upper Trias of the Caucasus (russisch mit engl. Abstract). — *Ucenye zapiski Leningradskogo ordena Lenina Gosudrsvennogo Univ. I.A.A. Zdanova Geol. Poc.*, **11**, 15-28, 5 Taf., Leningrad.
- MONTANARO GALLITELLI, E. (1973): Microstructure and septal arrangement in a primitive Triassic Coral. — *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **12/1**, 8-22, 5 Abb., 10 Taf., Modena.
- (1975): Hexanthinaria a new Ordo of Zoantharia (Anthozoa, Coelenterata). — *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **14/1**, 21-25, 6 Abb., 1 Tab., Modena.
- , MORANDI, N. & PIRANI, R. (1973): Coralofauna triassica aragonitica ad alto contenuto in stronzio; studio analitico e considerazioni. — *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **12/2**, 130-144, 1 Taf., 2 Tab., Modena.
- , RUSSO, A. FERRARI, P. (1979): Upper Triassic coelenterates of western North America. — *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **18/1**, 133-156, 6 Taf., 1 Tab., Modena.
- MORYCOWA, E. (1988): Middle Triassic scleractinia from the Cracow-Silesia region, Poland. — *Acta Palaeontologica Polonica*, **33/3**, 91-121, 11 Abb., 10 Taf., 5 Tab., Warszawa.
- MÜNSTER Graf zu, G. (1841): Beiträge zur Geognosie und Petrefakten-Kunde des südöstlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian. — 152 S., 16 Taf., Bayreuth.
- PAPP, K. (1901). Trias-Korallen aus dem Bakony. — *Resultate wiss. Erforsch. Balatonsees*, **1/1**, 1-23, 4 Abb., 1 Taf., Budapest.
- QI, W. (1984): An Anisian coral fauna in Guizhou, South China. — *Palaeont. Amer.*, **54**, 187-190, 2 Abb., 1 Tab., Ithaca.
- RAMOVŠ, A. & TURNSEK, D. (1984): Lower Carnian reef buildups in the Northern Julian alps (Slovenia, NW Yugoslavia). — *Razprave IV, Razreda SAZU*, **25/4**, 163-200, 7 Abb., 15 Taf., Ljubljana.
- REUSS, A. E. (1864): Über einige Anthozoen der Kössener Schichten und der alpinen Trias. — *Sitzungsber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **50/1**, 153-168, 4 Taf., Wien.
- RONIEWICZ, E. (1974): Rhaetian corals of the Tatra Mts. — *Acta Geol. Polonica*, **24/1**, 97-116, 12 Abb., 10 Taf., 1 Tab., Warszawa.

- (1989): Triassic scleractinian corals of the Zlambach Beds, Northern Calcareous Alps, Austria. — Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Denkschriften, **126**, 1–152, 43 Taf., 2 Tab., Wien.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Neue Korallen (Scleractinia) aus Oberhät-Riffkalken südlich von Salzburg (nördliche Kalkalpen, Österreich). — *Senckenbergiana lethaea*, **59/1–3**, 117–135, 3 Taf., Frankfurt.
- SQUIRES, D. F. (1956): A new Triassic coral fauna from Idaho. — *American Mus. Novitates*, **1797**, 1–27, 51 Abb., 1 Tab., New York.
- STANLEY, G. D. & WHALEN, M. T. (1989): Triassic corals and spongiomorphids from Hells Canyon, Wallowa terrane, Oregon. — *Journ. Paleont.*, **63/6**, 800–819, 8 Abb., 1 Tab., Ithaca.
- TURNSEK, D. (1986): Carnian coral *Thamnotropis rakoveci* n. sp. from Perbla near Tolmin (NW Yugoslavia). — *Razprave IV, Razreda SAZU*, **26**, 305–312, 2 Abb., 3 Taf., Ljubljana.
- & BUSER, S. (1989): The Carnian reef complex on the Pokljuka (NW Yugoslavia). — *Razprave IV, Razreda SAZU*, **30/3**, 75–127, 4 Abb., 10 Taf., Ljubljana.
- , BUSER, S. & OGORELEC, B. (1982): Carnian coral-sponge reefs in the Amphiclina Beds between Hudajuzna and Zakriz (Western Slovenia). — *Razprave IV, Razreda SAZU*, **24/2**, 1–48, 6 Abb., 12 Taf., Ljubljana.
- , BUSER, S. & OGORELEC, B. (1987): Upper Carnian reef limestone in clastic beds at Perbla near Tolmin (NW Yugoslavia). — *Razprave*
- Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **37**, Wien 1991
- IV, *Razreda SAZU*, **27/3**, 37–64, 6 Abb., 7 Taf., Ljubljana.
- & RAMOVŠ, A. (1987): Upper Triassic (Norian-Rhaetian) reef buildups in the Northern Julian Alps (NW Yugoslavia). — *Razprava IV, Razreda SAZU*, **28/2**, 27–67, 5 Abb., 16 Taf., Ljubljana.
- VAUGHAN, T. W. & WELLS, J. H. (1943): Revision of the suborders, families and genera of the Scleractinia. — *Geol. Soc. Amer., Spec. Papers*, **44**, 1–363, 39 Abb., 51 Taf., Baltimore.
- VINASSA DE REGNY, P. (1915): Triadische Algen, Spongien, Anthozoen und Bryozoen aus Timor. — *Palaeont. Timor*, **4/78**, 75–118, 3 Abb., 9 Taf., Stuttgart.
- VINASSA DE REGNY, P. (1932): Hydrozoen und Korallen aus der ob. Trias des Karakorum. — [In:] TRINKLER, E. & TERRA, H. de: *Wissenschaftliche Ergebnisse der Dr. Trinklerischen Zentralasien-Expedition*, **2**, 192–196, 6 Abb., 3 Taf., Berlin (Reimer/Vohsen).
- VOLZ, W. (1898): Die Korallenfauna der Trias. II. Die Korallen der Schichten von St. Cassian in Süd-Tirol. — *Palaeontographica, Abt. A.*, **43**, 1–123, 49 Abb., 11 Taf., Berlin.
- WILCKENS, O. (1937): Korallen und Kalkschwämme aus dem obertriadischen Pharetrorenkalk von Seran (Molukken). — *N. Jb. Min. Geol. Palaeont.*, B, Beil.-Bd., **77**, 171–211, 8 Taf., Berlin.
- WÖHRMANN von, S. F. (1889): Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den nordtiroler und bayerischen Alpen. — *Jb. Geol. Reichsanst.*, **39**, 181–258, 5 Taf., Wien.

8. Anhang

Tabelle 1: Stratigraphische Reichweiten und Wuchsformen der Korallenarten in der Trias.

Gattung	Art	Autor	Reichweite	Wuchsform
<i>Alakiria</i>	<i>sphaeroida</i>	CUIF, 1972	Nor	cerioid
<i>Alpinophyllia</i>	<i>flexuosa</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	cerioid
<i>Alpinoseris</i>	<i>dendroidea</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	cerioid
<i>Ampakabastraea</i>	<i>nodosa</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Andrazella</i>	<i>labyrinthica</i>	(KLIPSTEIN, 1843)	Karn-Nor	cerioid
<i>Anthostylis</i>	<i>acanthophorum</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Araiophyllum</i>	<i>triassicum</i>	CUIF, 1975	Nor	dendroid
<i>Astraeomorpha</i>	<i>confusa</i>	(WINKLER, 1861)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Astraeomorpha</i>	<i>crassisepta</i>	REUSS, 1854	Nor-Rhät	cerioid
<i>Astraeomorpha</i>	<i>major</i>	VINASSA DE REGNY, 1915	Nor	cerioid
<i>Astraeomorpha</i>	<i>multisepta</i>	MELNIKOVA, 1971	Nor-Rhät	cerioid
<i>Astraeomorpha</i>	<i>pratzi</i>	VOLZ, 1896	Karn	cerioid
<i>Astraeomorpha</i>	<i>reimanni</i>	MELNIKOVA, 1967	Nor-Rhät	cerioid
<i>Astraeomorpha</i>	<i>robusta</i>	KÜHN, 1932	Ladin-Karn	cerioid
<i>Beneckastraea</i>	<i>benecki</i>	(FRECH, 1896)	Karn	cerioid
<i>Beneckastraea</i>	<i>kenkerensis</i>	MELNIKOVA, 1986	Nor	cerioid
<i>Cassianastraea</i> (?)	<i>transsylvanica</i>	(KÜHN, 1932)	Ladin-Karn	dendroid
<i>Cassianastrea</i>	<i>quinqueseptata</i>	(TORNQUIST, 1900)	Anis	dendroid
<i>Cassianastraea</i>	<i>reussi</i>	(LAUBE, 1865)	Karn-U. Nor	dendroid
<i>Cassianastraea</i>	<i>rudissima</i>	KÜHN, 1932	Ladin-Karn	dendroid
<i>Cerioheterastraea</i>	<i>cerioida</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Chondrocoenica</i>	<i>ohmanni</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Chondrocoenia</i>	<i>paradoxa</i>	(MELNIKOVA, 1968)	Nor	cerioid
<i>Chondrocoenia</i>	<i>schafthäutli</i>	(WINKLER, 1861)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Chondrocoenia</i>	<i>waltheri</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Choriastrea</i>	<i>cassiana</i>	FRECH, 1896	Karn	cerioid
<i>Coccyphyllum</i>	<i>sturi</i>	REUSS, 1864	Nor-Rhät	cerioid
<i>Conophyllia</i>	<i>boletiformis</i>	(MÜNSTER, 1841)	Ladin-Karn	solitär
<i>Conophyllia</i>	<i>granulata</i>	(MÜNSTER, 1841)	Karn	solitär
<i>Conophyllia</i>	<i>laubei</i>	VOLZ, 1896	Karn	solitär
<i>Conophyllia</i>	<i>radiciformis</i>	(KLIPSTEIN, 1843)	Ladin-Karn	solitär
<i>Conophyllia</i>	<i>yamanbaensis</i>	YABE & SUGIJANA	?	solitär
<i>Coryphyllia</i>	<i>elliptica</i>	(MELNIKOVA, 1975)	Nor-Rhät	solitär
<i>Coryphyllia</i>	<i>frechi</i>	(HAAS, 1909)	Nor-Rhät	solitär
<i>Coryphyllia</i>	<i>regularis</i>	CUIF, 1974	Karn-Nor	solitär
<i>Coryphyllia</i>	<i>xiaanensis</i>	DENG & KONG, 1984	Anis-Ladin	solitär
<i>Craspedophyllia</i>	<i>alpina</i>	(LORETZ, 1875)	Ladin-Karn	solitär
<i>Craspedophyllia</i>	<i>cristata</i>	VOLZ, 1896	Ladin-Karn	solitär
<i>Craspedophyllia</i>	<i>gracilis</i>	(LAUBE, 1865)	Karn	solitär
<i>Crassistellata</i>	<i>juvavica</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Crassistellata</i>	<i>parvula</i>	(MELNIKOVA, 1982)	Rhät	cerioid
<i>Cuifastraea</i>	<i>arthaberis</i>	(HAAS, 1909)	Rhät	cerioid
<i>Cuifastraea</i>	<i>granulata</i>	MELNIKOVA, 1983	O-Nor	cerioid
<i>Cuifastraea</i>	<i>incurva</i>	MELNIKOVA, 1983	Rhät	cerioid
<i>Cuifastraea</i>	<i>tenuiseptata</i>	(MELNIKOVA, 1967)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Cuifia</i>	<i>gigantella</i>	MELNIKOVA, 1975	Nor-Rhät	solitär
<i>Cyathocoenia</i>	<i>alpina</i>	(GUEMBEL, 1861)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Cyathocoenia</i>	<i>carinata</i>	CUIF, 1967	Nor	cerioid
<i>Cyathocoenia</i>	<i>gerthi</i>	(VINASSA DE REGNY, 1915)	Nor	cerioid

Fortsetzung der Tabelle 1

Gattung	Art	Autor	Reichweite	Wuchsform
<i>Cyathocoenia</i>	<i>hexactis</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Cyathocoenia</i>	<i>idahoensis</i>	(SQUIRES, 1956)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Cyathocoenia</i>	<i>minor</i>	MELNIKOVA, 1975	Nor	cerioid
<i>Cyathocoenia</i>	<i>parva</i>	(SMITH, 1927)	Nor	cerioid
<i>Cyathocoenia</i>	<i>shastensis</i>	(SMITH, 1927)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Cyathocoenia</i>	<i>squiresi</i>	STANLEY, 1986	Nor-Rhät	cerioid
<i>Cyclophyllia</i>	<i>cyclica</i>	(SCHÄFFER & SENOW.-D., 1978)	Rhät	dendroid
<i>Cyclophyllia</i>	<i>major</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	dendroid
<i>Dimorphastraea</i> (?)	<i>triadica</i>	(SMITH, 1927)	Nor	cerioid
<i>Distichoflabellum</i>	<i>zapfei</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	cerioid
<i>Distichomeandra</i>	<i>austriaca</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Distichomeandra</i>	<i>dieneri</i>	(HAAS, 1909)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Distichomeandra</i>	<i>minor</i>	(FRECH, 1890)	Rhät	cerioid
<i>Distichomeandra</i>	<i>spinosa</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Distichophyllia</i>	<i>fritschi</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	solitär
<i>Distichophyllia</i>	<i>melnikova</i>	MONTANARO GALLITELLI, 1979	Nor	solitär
<i>Distichophyllia</i>	<i>norica</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	solitär
<i>Distichophyllum</i>	<i>caespitosum</i>	(REUSS, 1864)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Elasmophyllia</i>	<i>andreaei</i>	(VOLZ, 1896)	Karn-Rhät	cerioid
<i>Elasmophyllia</i>	<i>milchi</i>	(VOLZ, 1896)	Karn	cerioid
<i>Elysastraea</i>	<i>fischeri</i>	LAUBE, 1865	Nor-Rhät	cerioid
<i>Elysastraea</i>	<i>juliana</i>	TURNSEK & RAMOVŠ, 1987	Karn	cerioid
<i>Elysastraea</i>	<i>oligocystis</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Elysastraea</i>	<i>profunda</i>	(REUSS, 1854)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Gablonzeria</i>	<i>major</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Gablonzeria</i>	<i>meandriiformis</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Gablonzeria</i>	<i>profunda</i>	(REUSS, 1854)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Gablonzeria</i>	<i>reussi</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Gigantostylis</i>	<i>epigonus</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	solitär
<i>Gillastraea</i>	<i>delicata</i>	MELNIKOVA, 1983	O-Nor	dendroid
<i>Guembelastraea</i>	<i>guembeli</i>	(LAUBE, 1865)	Karn	cerioid
<i>Guembelastraea</i>	<i>martini</i>	SMITH, 1927	Nor	cerioid
<i>Guembelastraea</i>	<i>pamphyliensis</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Guembelastraea</i>	<i>vancouverensis</i>	(CLAPP & SHEIMER, 1911)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Guembelastraea</i>	<i>whiteavesi</i>	(CLAPP & SHEIMER, 1911)	Nor-Rhät	cerioid
„Isastraea“	<i>alfurica</i>	WILCKENS, 1937	Nor	cerioid
„Isastraea“	<i>ampezzana</i>	FRECH, 1896	Karn	cerioid
„Isastraea“	<i>boehmi</i>	VINASSA DE REGNY, 1915	Nor	cerioid
„Isastraea“	<i>confracta</i>	HEALEY, 1908	Rhät	cerioid
„Isastraea“	<i>esinensis</i>	STOPPANI, 1859	Ladin	cerioid
„Isastraea“	<i>eucystis</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	cerioid
„Isastraea“	<i>haueri</i>	(LAUBE, 1865)	Karn	cerioid
„Isastraea“	<i>parva</i>	SMITH, 1927	Nor	cerioid
„Isastraea“	<i>plana</i>	(LAUBE, 1865)	Karn	cerioid
„Isastraea“	<i>salinaria</i>	(REUSS, 1865)	Nor	cerioid
„Isastraea“	<i>seranica</i>	WILCKENS, 1937	Nor	cerioid
„Isastraea“	<i>serpentina</i>	TORNQUIST, 1900	Anis	cerioid
„Isastraea“	<i>telleri</i>	FRECH, 1896	Karn	cerioid
„Isastraea“	<i>verbeeki</i>	VINASSA DE REGNY, 1915	Nor	cerioid
<i>Karatchastraea</i>	<i>karatchensis</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Koilocoenia</i>	<i>decipiens</i>	(LAUBE, 1865)	Karn	cerioid
<i>Koilocoenia</i>	<i>major</i>	(VOLZ, 1896)	Karn	cerioid
<i>Kompsasteria</i>	<i>oligocystis</i>	(FRECH, 1890)	Rhät	cerioid

Fortsetzung der Tabelle 1

Gattung	Art	Autor	Reichweite	Wuchsform
<i>Kuehnastraea</i>	<i>borealis</i>	(SMITH, 1927)	Nor	cerioid
<i>Kuehnastraea</i>	<i>cowichanensis</i>	(CLAPP & SHEIMER, 1911)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Kuehnastraea</i>	<i>decussata</i>	(REUSS, 1854)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Kuehnastraea</i>	<i>incrassata</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Lepiconus</i>	<i>bassii</i>	STOPPANI, 1861	Rhät	solitär
<i>Lepiconus</i>	<i>rudis</i>	(EMMRICH, 1853)	Rhät	solitär
<i>Leptophyllia</i>	<i>praecursor</i>	JAWORSKY, 1915	Nor	solitär
<i>Lophosmilia</i>	<i>praecursor</i>	HEALEY, 1908	Rhät	dendroid
<i>Margarastraea</i>	<i>deningeri</i>	WILCKENS, 1937	Nor	cerioid
<i>Margarastraea</i>	<i>klipsteini</i>	FRECH, 1896	Karn-Nor	cerioid
<i>Margarastraea</i>	<i>pulchra</i>	MONTANARO GALLITELLI, 1979	Nor	cerioid
<i>Margarophyllia</i>	<i>capitata</i>	(MÜNSTER, 1841)	Anis-Karn	solitär
<i>Margarophyllia</i>	<i>crenata</i>	(MÜNSTER, 1841)	Ladin-Karn	solitär
<i>Margarophyllia</i>	<i>inculta</i>	DENG & KONG, 1984	Anis-Ladin	solitär
<i>Margarophyllia</i>	<i>michaelis</i>	VOLZ, 1896	Karn	solitär
<i>Margarophyllia</i>	<i>multisepta</i>	KÜHN, 1932	Ladin-Karn	solitär
<i>Margarophyllia</i>	<i>radiciformis</i>	(MÜNSTER, 1841)	Ladin-Karn	solitär
<i>Margarophyllia</i>	<i>richthofeni</i>	VOLZ, 1896	Karn	solitär
<i>Margarophyllia</i>	<i>vortica</i>	DENG & KONG, 1984)	Anis-Ladin	solitär
<i>Margarophyllia</i>	<i>zhengfengensis</i>	DENG & KONG, 1984	Anis-Ladin	solitär
<i>Margarosmilia</i>	<i>carpatica</i>	KOLOSVARI, 1958	Ladin?	dendroid
<i>Margarosmilia</i>	<i>charlyana</i>	(FRECH, 1890)	Rhät	dendroid
<i>Margarosmilia</i>	<i>confluens</i>	(MÜNSTER, 1841)	Ladin-Karn	dendroid
<i>Margarosmilia</i>	<i>cyathophylloides</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Margarosmilia</i>	<i>hintzei</i>	VOLZ, 1896	Karn	dendroid
<i>Margarosmilia</i>	<i>richthofeni</i>	VOLZ, 1896	Ladin-Karn	dendroid
<i>Margarosmilia</i>	<i>septanectens</i>	(LORETZ, 1875)	Ladin-Karn	dendroid
<i>Margarosmilia</i>	<i>zieteni</i>	(KLIPSTEIN, 1843)	Karn-Nor	dendroid
<i>Meandrostylis</i>	<i>frechi</i>	(HAAS, 1909)	Rhät	cerioid
<i>Meandrostylis</i>	<i>grandiseptus</i>	STANLEY, 1989	Nor	cerioid
<i>Meandrostylis</i>	<i>irregularis</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	cerioid
<i>Meandrolzeia</i>	<i>serialis</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Molukkia</i>	<i>triassica</i>	(WANNER, 1910)	Nor	solitär
<i>Monstroseris</i>	<i>iranica</i>	MELNIKOVA, 1989	Rhät	cerioid
<i>Montlivalentia</i> (?)	<i>martini</i>	SMITH, 1927	Nor	solitär
„Montlivalentia“	<i>cipitensis</i>	VOLZ, 1896	Karn	solitär
„Montlivalentia“	<i>cuneiformis</i>	STOPPANI, 1859	Ladin	solitär
„Montlivalentia“	<i>gigas</i>	VINASSA DE REGNY, 1915	Nor	solitär
„Montlivalentia“	<i>gimnae</i>	STOPPANI, 1861	Rhät	solitär
„Montlivalentia“	<i>loczyana</i>	PAPP, 1900	Karn	solitär
„Montlivalentia“	<i>marmolatae</i>	SALOMON, 1895	Ladin	solitär
„Montlivalentia“	<i>marmorea</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	solitär
„Montlivalentia“	<i>molukkana</i>	(WANNER, 1907)	Nor	solitär
„Montlivalentia“	<i>montis hierosol.</i>	PAPP, 1900	Karn	solitär
„Montlivalentia“	<i>obliqua</i>	(MÜNSTER, 1841)	Ladin-Karn	solitär
„Montlivalentia“	<i>salomini</i>	WILCKENS, 1909	Ladin	solitär
„Montlivalentia“	<i>septafindens</i>	VOLZ, 1896	Karn	solitär
„Montlivalentia“	<i>stylophylloides</i>	VINASSA DE REGNY, 1915	Nor	solitär
„Montlivalentia“	<i>timorica</i>	VINASSA DE REGNY, 1915	Nor	solitär
„Montlivalentia“	<i>tirolensis</i>	WOHRMANN, 1889	Karn	solitär
„Montlivalentia“	<i>triasina</i>	DUNKER, 1851	Anis	solitär
„Montlivalentia“	<i>verae</i>	VOLZ, 1896	Karn	solitär
<i>Myriophyllum</i>	<i>badioticum</i>	(VOLZ, 1896)	Karn	solitär

Fortsetzung der Tabelle 1

Gattung	Art	Autor	Reichweite	Wuchsform
<i>Myriophyllum</i>	<i>dichothomum</i>	(KLIPSTEIN, 1843)	Karn	solitär
<i>Myriophyllum</i>	<i>gracilis</i>	(LAUBE, 1865)	Karn	solitär
<i>Myriophyllum</i>	<i>jekeliusi</i>	(KÜHN, 1932)	Ladin-Karn	solitär
<i>Myriophyllum</i>	<i>mojsvari</i>	(VOLZ, 1896)	Karn	solitär
<i>Myriophyllum</i>	<i>muensteri</i>	(VOLZ, 1896)	Ladin-Karn	solitär
<i>Myriophyllum</i>	<i>timoricum</i>	(VINASSA DE REGNY, 1915)	Nor	solitär
<i>Neoconophyllia</i>	<i>guiyangensis</i>	DENG & KONG, 1984	Anis-Ladin	solitär
<i>Neoconophyllia</i>	<i>leidapoensis</i>	DENK & KONG, 1984	Anis-Ladin	solitär
<i>Neoconophyllia</i>	<i>xiaanensis</i>	DENG & KONG, 1984	Anis-Ladin	solitär
<i>Oedalmia</i>	<i>norica</i>	(FRECH, 1890)	Rhät	cerioid
<i>Omphalophyllia</i>	<i>bittneri</i>	VOLZ, 1896	Karn	solitär
<i>Omphalophyllia</i>	<i>recondita</i>	(LAUBE, 1865)	Ladin-Karn	solitär
<i>Omphalophyllia</i>	<i>zitteli</i>	VOLZ, 1896	Karn	solitär
<i>Pachydendron</i>	<i>microthallus</i>	CUIF, 1975	Nor-Rhät	dendroid
<i>Palaeastraea</i>	<i>cyathophylloides</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Palaeastraea</i>	<i>granulata</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Palaeastraea</i>	<i>iljinae</i>	MELNIKOVA, 1975	Nor-Rhät	cerioid
<i>Palaeastraea</i>	<i>kokeni</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Palaeastraea</i>	<i>minima</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Palaeastraea</i>	<i>subincrassata</i>	(KRUMBECK, 1913)	Nor	cerioid
<i>Pamiroseris</i>	<i>meriani</i>	(STOPPANI, 1858)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Pamiroseris</i>	<i>multispetata</i>	(MELNIKOVA, 1967)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Pamiroseris</i>	<i>rectilamellosa</i>	(WINKLER, 1861)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Pamiroseris</i>	<i>seranica</i>	(WILCKENS, 1937)	Nor	cerioid
<i>Pamiroseris</i>	<i>silesica</i>	(BEYRICH, 1852)	Anis-Ladin	cerioid
<i>Pamiroseris</i>	<i>smithi</i>	(SQUIRES, 1956)	Nor	cerioid
? <i>Pamiroseris</i>	<i>tibetana</i>	(VINASSA DE REGNY, 1915)	Nor	cerioid
<i>Pamiroseris</i>	<i>zitelli</i>	(WOHRMANN, 1889)	Karn	cerioid
<i>Paradistichophyllum</i>	<i>dichothomum</i>	(MELNIKOVA, 1975)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Paradistichophyllum</i>	<i>minimum</i>	(MELNIKOVA, 1967)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Paradistichophyllum</i>	<i>multigranulatum</i>	(MELNIKOVA, 1967)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Paradistichophyllum</i>	<i>noricum</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Parastraeomorpha</i>	<i>minuscula</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	cerioid
<i>Parastraeomorpha</i>	<i>similis</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	cerioid
<i>Parathecsmilia</i>	<i>langobardica</i>	(STOPPANI, 1857)	Rhät	dendroid
<i>Parathecsmilia</i>	<i>sellae</i>	(STOPPANI, 1861)	Rhät	dendroid
<i>Parathecsmilia</i>	<i>wanneri</i>	(VINASSA DE REGNY, 1915)	Nor	dendroid
? <i>Phacelostylophyllum</i>	<i>pontebbana</i>	(VOLZ, 1896)	Karn	dendroid
<i>Phacelostylophyllum</i>	<i>romerloana</i>	(VOLZ, 1896)	Ladin-Karn	dendroid
<i>Pinacophyllum</i> (?)	<i>parviseptum</i>	SQUIRES, 1956	Nor	dendroid
<i>Pinacophyllum</i>	<i>annulatum</i>	(REUSS, 1855)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Pinacophyllum</i>	<i>gracile</i>	(MÜNSTER, 1841)	Ladin-Karn	dendroid
<i>Pinacophyllum</i>	<i>parallelum</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	dendroid
<i>Pinacophyllum</i>	<i>pegasi</i>	RENZ, 1910	Nor	dendroid
<i>Pokljukosmilia</i>	<i>tuvalica</i>	TURNSEK, 1989	Karn	dendroid
<i>Procyathophora</i>	<i>fürstenbergensis</i>	(ECK, 1880)	Anis-Ladin	cerioid
<i>Procycolites</i>	<i>triadicus</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	solitär
<i>Prographularia</i>	<i>triadica</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	solitär
<i>Protoheterastraea</i>	<i>alakirensis</i>	CUIF, 1974	Nor	dendroid
<i>Protoheterastraea</i>	<i>fritschi</i>	(VOLZ, 1896)	Karn	dendroid
<i>Protoheterastraea</i>	<i>hudajuznensis</i>	TURNSEK, 1982	Karn	dendroid
<i>Protoheterastraea</i>	<i>leonardi</i>	(VOLZ, 1896)	Karn	dendroid
<i>Protoheterastraea</i>	<i>magma</i>	KÜHN, 1932	Ladin-Karn	dendroid

Fortsetzung der Tabelle 1

Gattung	Art	Autor	Reichweite	Wuchsform
<i>Protoheterastraea</i>	<i>mardjanaica</i>	(MELNIKOVA, 1975)	Karn	dendroid
<i>Protoheterastraea</i>	<i>minor</i>	TURNSEK, 1989	Karn	dendroid
<i>Protoheterastraea</i>	<i>pseudocolumellaris</i>	SCHOLZ, 1973	Anis	dendroid
<i>Recticostastraea</i>	<i>wallowaensis</i>	STANLEY, 1989	Nor	cerioid
<i>Retiophyllia</i>	<i>bavarica</i>	(FRECH, 1890)	Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>caespitosa</i>	(REUSS, 1864)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>clathrata</i>	(EMMRICH, 1853)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>dawsoni</i>	(CLAPP & SHIMER, 1911)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>deflippii</i>	(STOPPANI, 1861)	Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>delicatula</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>fenestrata</i>	(REUSS, 1854)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>frechi</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>gephryophora</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>gosaviensis</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>gracilis</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>multiramis</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>norica</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>oppeli</i>	(REUSS, 1854)	Nor-Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>paraclathrata</i>	RONIEWICZ, 1974	Nor-Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>robusta</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>tolminensis</i>	TURNSEK, 1987	Karn	dendroid
<i>Retiophyllia</i>	<i>wrangelliana</i>	(RUSSO, A., 1979)	Nor	dendroid
<i>Rhaetiastraea?</i>	<i>vesiculosa</i>	(MELNIKOVA, 1982)	Nor	cerioid
<i>Rhaetiastraea</i>	<i>tatrica</i>	RONIEWICZ, 1974	Rhät	cerioid
<i>Rhopalodendron</i>	<i>juliensis</i>	TURNSEK, 1989	Karn	dendroid
<i>Rhopalophyllia</i>	<i>granulata</i>	CUIF, 1975	Karn	solitär
<i>Semidistichophyllum</i>	<i>guiyangensis</i>	DENG & KONG, 1984	Anis-Ladin	dendroid
<i>Seriastraea</i>	<i>crassa</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	cerioid
<i>Seriastraea</i>	<i>multiphylla</i>	SCHÄFER & SENOW.-D., 1978	Rhät	cerioid
<i>Stuoesia</i>	<i>bronni</i>	(KLIPSTEIN, 1843)	Karn	cerioid
<i>Stuoesia</i>	<i>cerioida</i>	CUIF, 1976	Karn-Nor	cerioid
<i>Stuoesia</i>	<i>libratoseptata</i>	MELNIKOVA, 1986	Nor	cerioid
<i>Stuoesimorpha</i>	<i>norica</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Stylina</i>	<i>norica</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	cerioid
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>bortepensis</i>	MELNIKOVA, 1971	Nor-Rhät	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>caespitosa</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>karauldyndalaensis</i>	(MELNIKOVA, 1972)	Nor	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>lindstroemi</i>	FRECH, 1890	Karn-Rhät	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>media</i>	(RONIEWICZ, 1974)	Nor-Rhät	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>mojsvari</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>polyactis</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>ramosa</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>rudis</i>	(EMMRICH, 1853)	Rhät	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>timoricus</i>	VINASSA DE REGNY, 1915	Nor	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>variisepta</i>	HAAS, 1909	Nor-Rhät	solitär
<i>Stylophylloopsis</i>	<i>zitteli</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	solitär
<i>Stylophyllum</i>	<i>cocchii</i>	(STOPPANI, 1860-65)	Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>edwardsi</i>	(STOPPANI, 1860-65)	Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>gastaldii</i>	(STOPPANI, 1860-65)	Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>gracile</i>	RONIEWICZ, 1974	Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>iranicum</i>	MELNIKOVA, 1972	Nor-Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>lejowae</i>	(RONIEWICZ, 1974)	Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>pamiricum</i>	MELNIKOVA, 1972	Nor-Rhät	cerioid

Fortsetzung der Tabelle 1

Gattung	Art	Autor	Reichweite	Wuchsform
<i>Stylophyllum</i>	<i>paradoxum</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>polyacanthum</i>	REUSS, 1854	Nor-Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>pygmaeum</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>robustum</i>	(RONIEWICZ, 1974)	Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>teniuspinum</i>	FRECH, 1890	Nor-Rhät	cerioid
<i>Stylophyllum</i>	<i>vesiculatum</i>	RONIEWICZ, 1989	Rhät	cerioid
<i>Submargarophyllia</i>	<i>beipanjiangensis</i>	DENG & KONG, 1984	Anis-Ladin	solitär
<i>Substuoeria</i>	<i>shizongensis</i>	DENG & KONG, 1984	Anis-Ladin	cerioid
<i>Substuoeria</i>	<i>vogelsangi</i>	(ECK, 1879)	Anis-Ladin	cerioid
<i>Thamnasteriamorpha</i>	<i>arthaberi</i>	(IIAAS, 1909)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Thamnasteriamorpha</i>	<i>dronovi</i>	MELNIKOVA, 1971	Nor	cerioid
<i>Thamnasteriamorpha</i>	<i>karapetovi</i>	(MELNIKOVA, 1971)	Nor	cerioid
<i>Thamnasteriamorpha</i>	<i>neumayri</i>	(FRECH, 1890)	Nor-Rhät	cerioid
<i>Thamnotropis</i>	<i>bolognae</i>	(SCHIAUROTH, 1859)	Anis	cerioid
<i>Thamnotropis</i>	<i>frechi</i>	(VOLZ, 1896)	Karn-Nor	cerioid
<i>Thamnotropis</i>	<i>laczkoiana</i>	(PAPP, 1900)	Karn	cerioid
<i>Thamnotropis</i>	<i>loretzi</i>	(VOLZ, 1896)	Karn	cerioid
<i>Thamnotropis</i>	<i>maraschirii</i>	(SCHIAUROTH, 1859)	Anis	cerioid
<i>Thamnotropis</i>	<i>rakoveci</i>	TURNSEK, 1985	Karn	cerioid
<i>Thamnotropis</i>	<i>ramosum</i>	(MÜNSTER, 1841)	Karn	cerioid
<i>Thamnotropis</i>	<i>rarus</i>	MELNIKOVA, 1986	Nor	cerioid
<i>Thamnotropis</i>	<i>richthofeni</i>	(WOEHRMANN, 1893)	Karn	cerioid
<i>Thamnotropis</i>	<i>settsassi</i>	(VOLZ, 1896)	Karn	cerioid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>alfurica</i>	WILCKENS, 1937	Nor	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>buonamicii</i>	STOPPANI, 1861	Rhät	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>esinensis</i>	STOPPANI, 1860	Ladin	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>granulata</i>	(KLIPSTEIN, 1843)	Karn	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>lancisii</i>	STOPPANI, 1861	Rhät	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>molengraaffi</i>	VINASSA DE REGNY, 1915	Nor	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>ombonii</i>	STOPPANI, 1861	Rhät	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>rarsepta</i>	WOEHRMANN & KOKEN 1892	Karn	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>rothpletzi</i>	WOEHRMANN & KOKEN 1892	Karn	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>selamenensis</i>	WILCKENS, 1937	Nor	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>seranica</i>	WILCKENS, 1937	Nor	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>spizzensis</i>	TORNQUIST, 1899	Ladin	dendroid
„ <i>Thecosmilia</i> “	<i>subdichotoma</i>	(MÜNSTER, 1841)	Anis-Karn	dendroid
<i>Toechastraea</i>	<i>kuschlini</i>	MELNIKOVA, 1975	Nor-Rhät	cerioid
<i>Toechastraea</i>	<i>major</i>	CUIF, 1976	Nor	cerioid
<i>Toechastraea</i>	<i>ogilviae</i>	VOLZ, 1896	Karn	cerioid
<i>Toechastraea</i>	<i>oppelii</i>	(LAUBE, 1865)	Karn-Nor	cerioid
<i>Toechastraea</i>	<i>pachyphyllia</i>	CUIF, 1972	Nor-Rhät	cerioid
<i>Toechastraea</i>	<i>plana</i>	CUIF, 1972	Nor	cerioid
<i>Tricycloseris</i>	sp.		Nor?	?
<i>Tropiastraea</i>	<i>carinata</i>	CUIF, 1967	Nor	cerioid
<i>Tropidentron</i>	<i>mlinaricensis</i>	TURNSEK & RAMOVŠ, 1987	Karn	dendroid
<i>Tropidentron</i>	<i>rhopalifer</i>	CUIF, 1975	Karn	dendroid
<i>Tropiphyllum</i>	<i>ornatum</i>	CUIF, 1975	Nor	solitär
<i>Volzeia</i>	<i>badiotica</i>	(VOLZ, 1896)	Ladin-Karn	dendroid
<i>Volzeia</i>	<i>chagyabensis</i>	DENG & KONG, 1983	Anis-Ladin	dendroid
<i>Volzeia</i>	<i>subdichotoma</i>	(MÜNSTER, 1841)	Ladin-Karn	dendroid
<i>Volzeia</i>	<i>sublaevis</i>	(MÜNSTER, 1841)	Ladin-Karn	dendroid
<i>Zardinophyllum</i>	<i>zardinii</i>	MONTANARO GALLITELLI, 1975	Karn	solitär

Zur Herkunft der sogenannten „Flyschsandsteine“ des Stephansdomes

The provenance of the so-called „Flyschsandsteine“
of St. Stephen's Cathedral

A. ROHATSCH & H. W. MÜLLER

mit 4 Abbildungen

Schlüsselwörter:

*Stephansdom, Wien
Gesteinsbestand
Naturbausteine
Petrographie
Schwerminerale*

Keywords:

*St. Stephen's Cathedral, Vienna
Lithological composition
Building blocks
Petrography
Heavy minerals*

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

Ass. Prof. Dipl.-Ing. Dr. Harald W. Müller
Mag. Dr. Andreas Rohatsch
Institut für Bodenforschung und Baugeologie
Abteilung Baugeologie, Universität für Bodenkultur
Gregor Mendel-Straße 33
A-1180 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	121
Abstract	121
1. Einleitung	121
2. Die Sandsteine des Albertinischen Chores	121
3. Herkunftsgebiet	121
4. Literatur	122

Contents

	page
Zusammenfassung	121
Abstract	121
1. Introduction	121
2. The sandstones of the Albertinian Choir	121
3. Provenience of the sandstones	121
4. References	122

Zusammenfassung

Durch schwermineralogische Untersuchungen an Sandsteinen des Albertinischen Chores des Stephansdomes, für die A. KIESLINGER ein Herkunftsgebiet in der Flyschzone postulierte, konnte ein Steinbruch im Weinviertel gefunden werden, dessen Gesteine dem Pannon zuzurechnen sind. Dieser Steinbruch lieferte einen Teil des Gesteinsmaterials für den gotischen Albertinischen Chor, sowie für zahlreiche romanische und gotische Kirchen in der Umgebung des Abbauortes.

Abstract

Heavy mineral distributions from the so-called "Flyschsandsteine" of the "Albertinischer" choir (1304-1340) showed that this sandstones could not be related from the "Flyschzone". In further investigations we were able to find a quarry near "Götzendorf - Velm" in the so-called "Weinviertel" with pannonian sandstones. This site was an important quarry for romanian and gothic churches in the surrounding region.

1. Einleitung

Im Zuge der petrographischen Aufnahmen und der Dokumentation des Verwitterungszustandes der Fassaden des Albertinischen Chores (1304-1340) des Wiener Stephansdomes (FWF-Projekt 7007 GEO) durch die Mitarbeiter der Abteilung Baueologie der Universität für Bodenkultur wurden die Annahmen von A. KIESLINGER (1949) bezüglich des Herkunftsgebietes der sogenannten Flyschsandsteine petrographisch und schwermineralogisch überprüft.

A. KIESLINGER (1949:120 ff.) beschreibt zwei unterschiedliche Varietäten von Flyschsandsteinen am Albertinischen Chor. Einerseits für die Quader der Strebebfeiler und des aufgehenden Mauerwerkes gelbbraune bis graue, quarzreiche Sandsteine, andererseits grünes „Glaukonit-Eozän“ in den Bruchsteinmauerwerken der Fundamente und im Innenraum über den Gewölben. Als Herkunftsgebiet der Gesteine nimmt A. KIESLINGER (1949) Höflein an der Donau an.

Von den Bruchsteinmauerwerken der Fundamente konnte bis jetzt kein Probenmaterial untersucht werden, daher kann über diese Annahme KIESLINGER's keine Aussage gemacht werden.

Schon bei der ersten Durchsicht der Schwermineralpräparate der sogenannten „Flyschsandsteine“ stellte sich ein eklatantes Abweichen der Spektren von jenen, die aus der Flyschzone bekannt sind, heraus (P. FAUPL et al., 1970; G. NIEDERMAYR, 1963; G. WOLETZ, 1963 etc.). Minerale wie Epidot, Zoisit und Klinozoisit mit Anteilen um die 40%

sind in den in Frage kommenden kretazischen und alttertiären Sedimentgesteinen (Gosau, Flyschzone, Helvetikum, Molasse) unbekannt. Nach H. WIESENER & I. MAURER (1958:1155-1172) tritt Epidot erstmals ab dem O-Sarmat bis U-Pannon derart gehäuft auf. Die Schwermineralspektren der Flyschzone weisen im wesentlichen entweder Granat- oder Zirkon-Dominanz auf. Als weitere häufig vorkommende Minerale wären Turmalin und Rutil zu nennen.

Die Proben aus den Sandsteinquadern der Außenfassaden wurden mit einer Bohrmaschine mit Kernbohraufsatz gewonnen.

2. Die Sandsteine des Albertinischen Chores

Es handelt sich um gelbbraune, graubraune bis graue, glimmerführende, fein- bis mittelkörnige (Abb. 1), mäßig sortierte Sandsteine, die häufig sedimentäre Strukturen (ebene Lamination, Rippelschichtung) aufweisen.

Der durchschnittliche Karbonatgehalt liegt bei $49 \pm 5\%$, der durchschnittliche Quarzgehalt bei $28 \pm 5\%$. Daneben sind unter dem Mikroskop rekristallisierter Echinodermenspat (bis 10%), mikritische Kalkpartikel, Feldspäte (K-Feldspäte und Plagioklas) und Muskowit zu beobachten. Die siliziklastischen Partikel liegen eckig bis wenig gerundet vor.

Recht häufig findet man poikilotopischen Kalzit-zement.

Die Schwermineralspektren (Abb. 2) werden von Mineralen der Epidotgruppe und Granat dominiert. Daneben finden sich grüne Amphibole und selten blaue Vertreter der Glaukophangruppe. Zirkon kommt untergeordnet vor.

Nach den Ergebnissen der Schwermineralanalysen kann eine Herkunft dieser Sandsteine aus der Flyschzone eindeutig ausgeschlossen werden.

3. Herkunftsgebiet

Nach umfangreichen Untersuchungen an Vergleichsmaterial, sowie intensiven Literatur- und Archiv-recherchen konnte, nach einem wichtigen Hinweis von K. NEUBARTH (Bundesdenkmalamt), als Liefergebiet dieser Sandsteine Götzendorf-Velm bei Dürnkrot im niederösterreichischen Weinviertel festgelegt werden. Ungefähr 1,5 km nordöstlich der Kirche von Götzendorf befindet sich ein altes Steinbruchgelände, welches erstmals 1352 urkundlich erwähnt wurde. In der von F. RAUSCHER (1956) veröffentlichten Geschichte seines Heimatortes wird die wechselhafte Geschichte dieses Steinbruches und dessen Bedeutung für eine Reihe von sakralen Bauwerken dieses Raumes belegt (Stillfried, Jend-speigen, Ebenthal, Weidendorf, Spannberg, etc.).

Insgesamt stand der Steinbruch mindestens fünf Jahrhunderte in Betrieb (1352–1841). A. KIESLINGER (1949:30) war dieser Steinbruch bekannt, doch konnte er mangels detaillierter Untersuchungen den Zusammenhang mit „seinen Flyschsandsteinen“ nicht herstellen.

Heute finden sich nur mehr einige kleinräumige Aufschlüsse von schräggeschichteten mürben Sandsteinen minderer Qualität. Der stratigraphische Umfang des ehemaligen Abbaues ist nicht bekannt. Der heute aufgeschlossene Bereich wird dem O-Pannon zugerechnet (Geol. B.-A., 1984). Schwermineralogisch, petrographisch und sedimentologisch weisen diese Sandsteine eine hervorragende Übereinstimmung zu den Sandsteinen des Albertinischen Chores auf (Abb. 3, 4).

4. Literatur

- FAUPL, P. et al. (1970): Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. — Jb. Geol. B.-A., 113, 73–158, Wien.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT
(Hrsg.) (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000. — Geol. B.-A., Wien.
- KIESLINGER, A. (1949): Die Steine von St. Stephan. — 486 S., 207 Abb., Wien (Herold).
- NIEDERMAYR, G. (1966): Beiträge zur Sedimentpetrographie des Wienerwaldflysches. — Verh. Geol. B.-A., 1966, 106–141, 8 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wien.
- RAUSCHER, F. (1956): Götzendorf-Velm. Ein Heimatbuch. — 210 S., Wien-Inzersdorf (Selbstverlag d. Verf.).
- ROHATSCH, A. (1991): St. STEPHAN – Herkunft, Petrographie und Verwitterung der Beugesteine des Albertinischen Chores. — 180 S., 83 Abb., 4 Tab., 6 Taf., Diss. Inst. f. Bodenforschung u. Baugeol., Univ. f. Bodenkultur, Wien.
- WIESENEDER, H. & MAURER, I. (1958): Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens. — Eclogae geol. Helv., 51, 1155–1172, Basel.
- WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der Nördlichen Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 106, 1–88, 4 Abb., 18 Tab., 1 Taf., Wien.

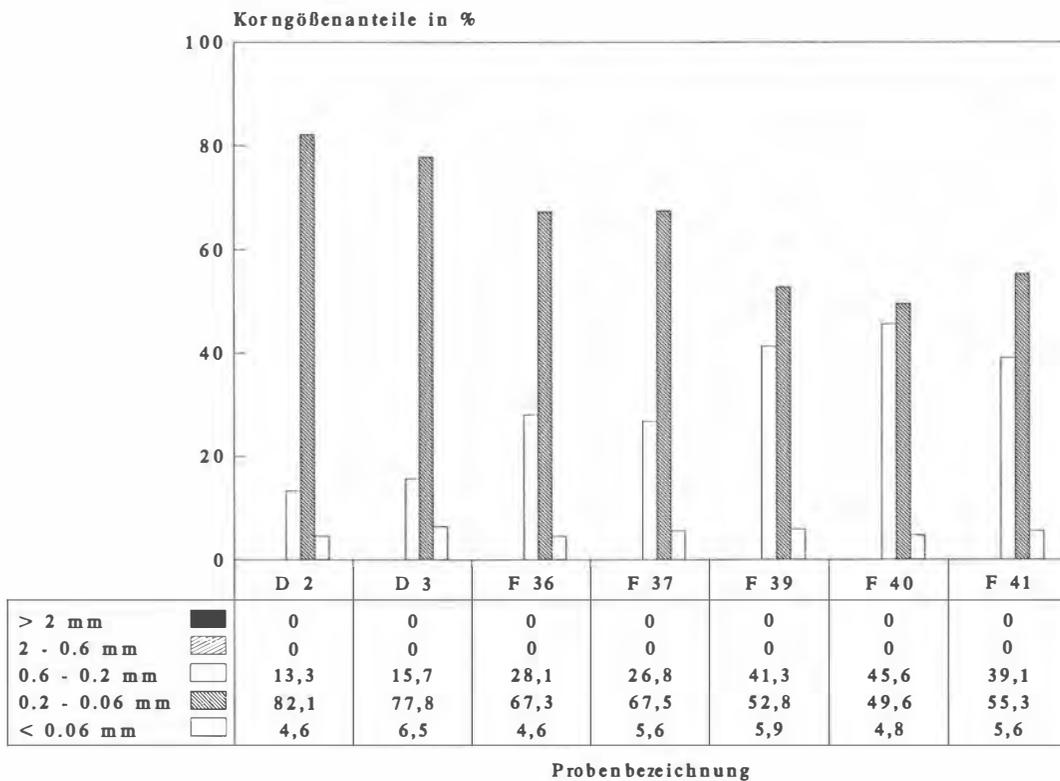
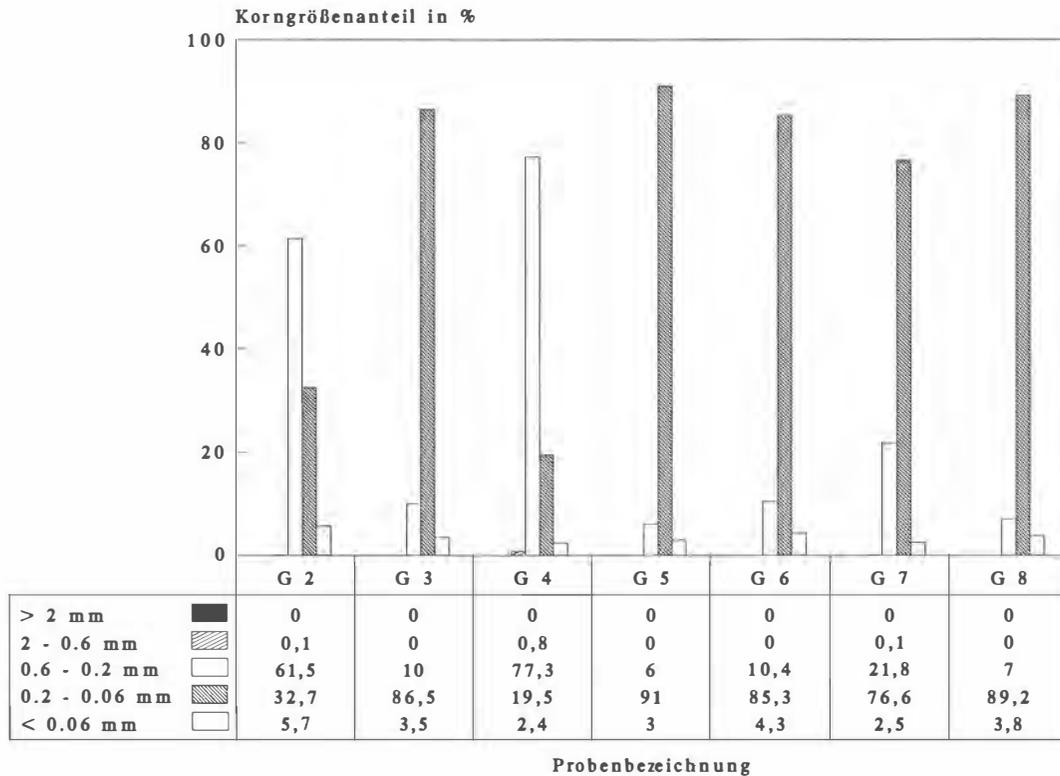


Abb. 1: Korngrößenverteilungen der sogenannten „Flyschsandsteine“ des Albertinischen Chores (unten) und der Sandsteine aus Götzendorf-Velm bei Dürnkrot (oben).

Fig. 1: Grain size distributions from the so-called „Flyschsandsteine“ of the „Albertinischer“ choir (below) and from samples from the quarry „Götzendorf-Velm“ near „Dürnkrot“ (above).

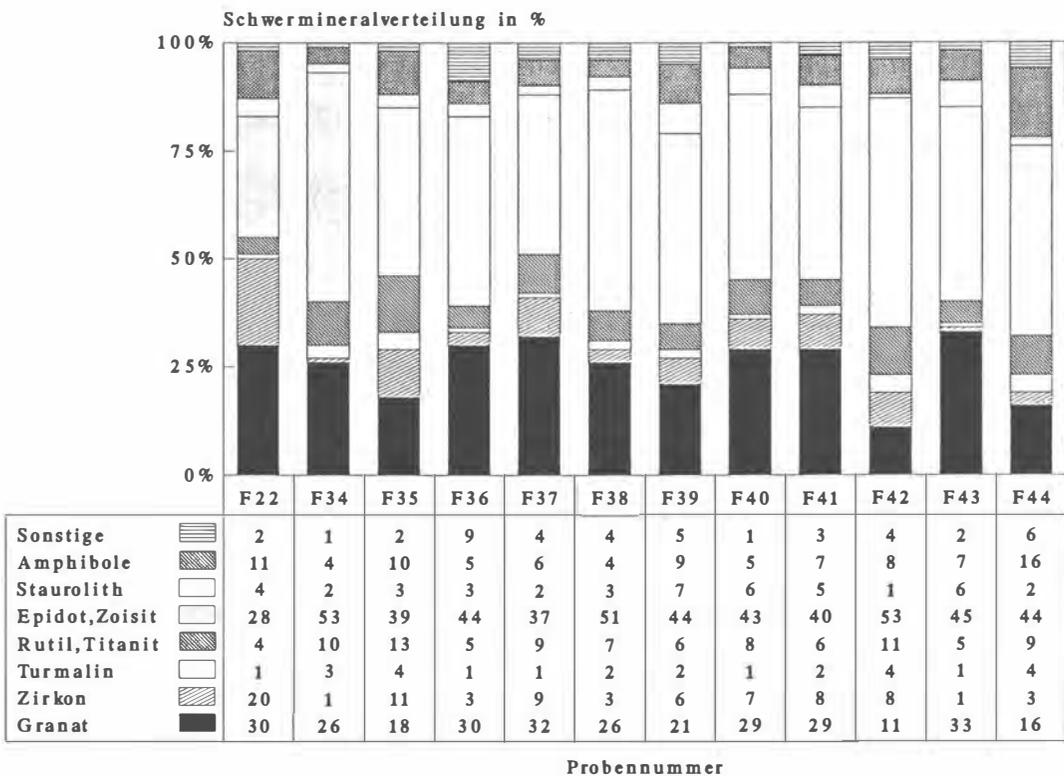
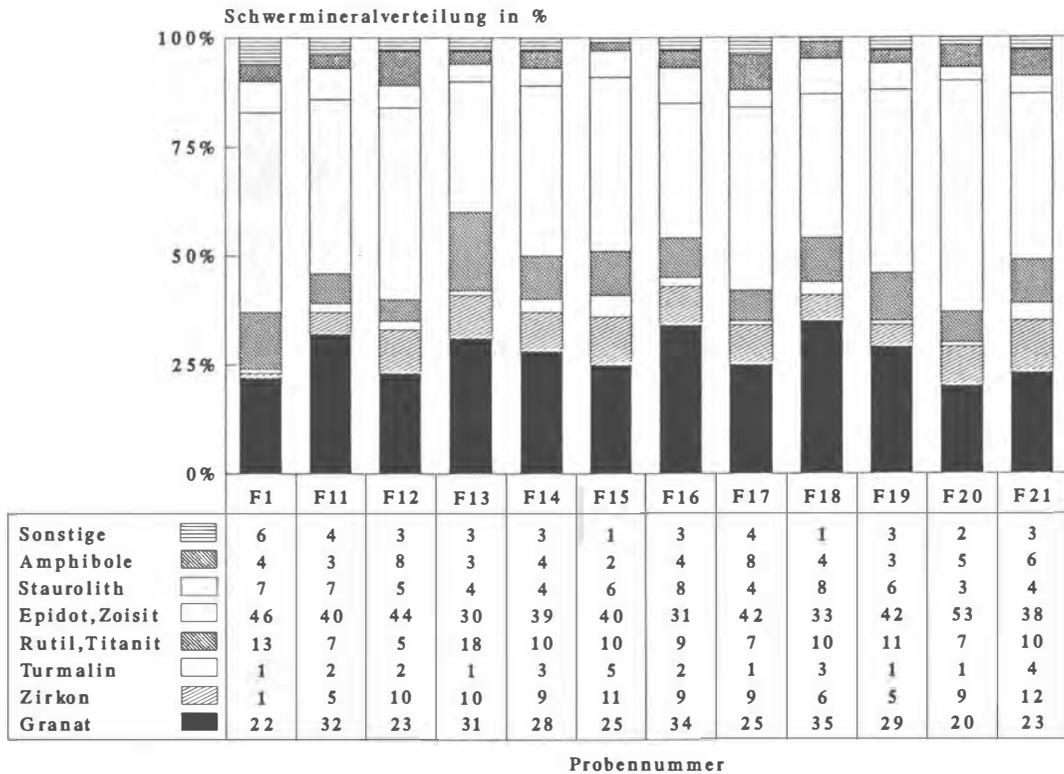


Abb. 2: Schwermineralspektren der sogenannten „Flysandsandsteine“ des gotischen Albertinischen Chores.
 Fig. 2: Heavy mineral distributions from the so-called "Flysandsandsteine" of the "Albertinischer" choir.

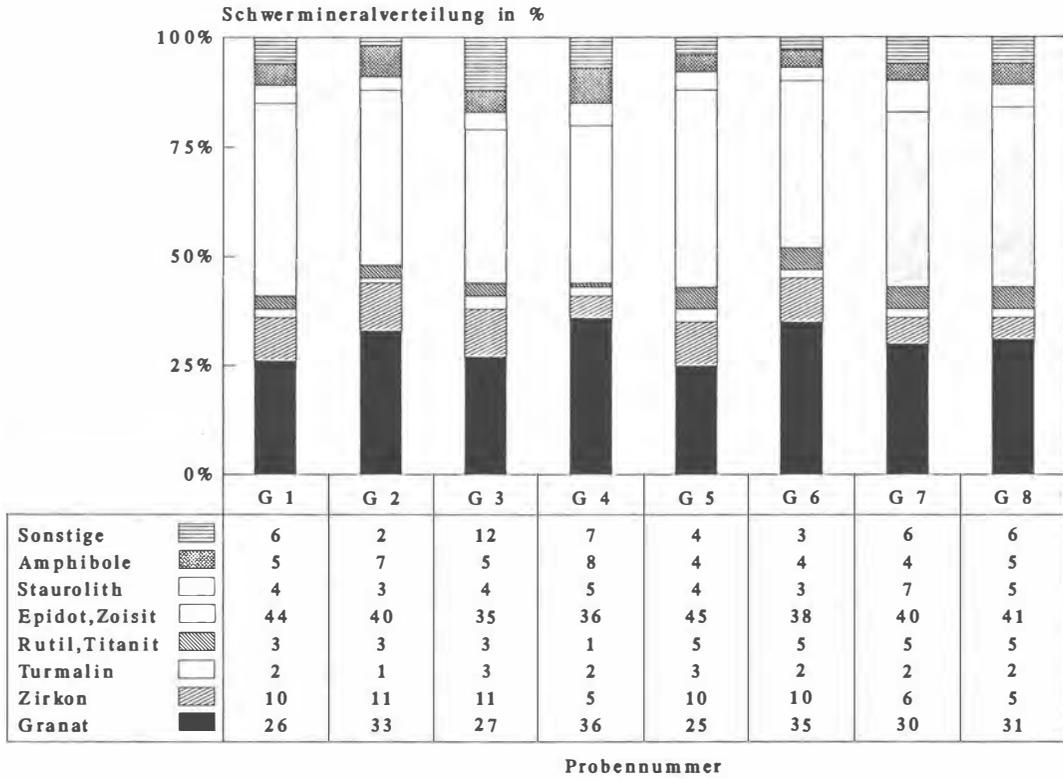


Abb. 3: Schwermineralverteilungen der Sandsteine aus Götzendorf – Velm bei Dürnkrut.

Fig. 3: Heavy mineral distributions from the sandstones of "Götzendorf – Velm" near "Dürnkrut".

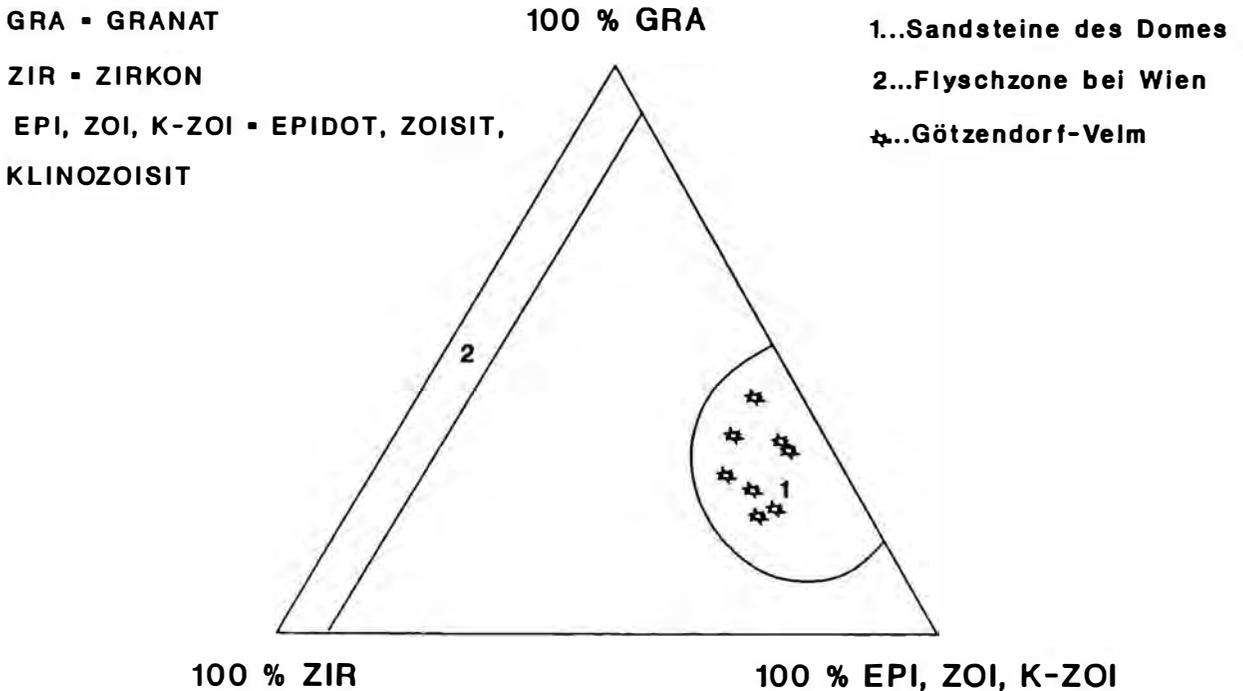


Abb. 4: Quantitative Darstellung der für die Schwermineralspektren charakteristischen Minerale in einem Dreiecksdiagramm.

Fig. 4: Characteristic heavy mineral distributions in a triangle.

Zur Geologie des Triebwasserstollensystems für das Kraftwerk Uttendorf II

On the geology of the power conduits of the
power development Uttendorf II

W. DEMMER, Ch. MILOTA & G. PESTAL

mit 8 Abbildungen und 1 Beilage

Schlüsselwörter:

Salzburg
Tauernfenster
Baugeologie
Kraftwerk Uttendorf II
Raise-Boring (Schachtung)
Stollenausbruch
Glocknerdecke
Venedigerdecke
Bündnerschieferformation
Habachformation

Keywords:

Salzburg
Tauern Window
Engineering geology
Power Development Uttendorf II
Raise Boring
Tunneling
Glockner Nappe
Venediger Nappe
Bündnerschiefer Formation
Habach Formation

Adresse der Autoren:
Address of the authors:

Dr. Wolfgang Demmer
Konsulent für Baugeologie
Hovengasse 6
A-2100 Korneuburg
Dr. Christian Milota
Büro Dr. Walter Nowy
Buchberggasse 1/2/8
A-3400 Klosterneuburg
Dr. Gerhard Pestal
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
A-1031 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract	129
1. Einleitung	129
2. Geologische Projektentwicklung	130
3. Erläuterungen zum geologischen Rahmen	130
4. Zur Geologie des Triebwasserweges Uttendorf II	132
5. Bauverfahren	136
5.1. Oberer Druckstollen	136
5.2. Lotschacht	137
5.3. Unterer Druckstollen – Flachstrecke	137
6. Schlußbetrachtung	137
7. Literaturverzeichnis	138

Contents

	page
Zusammenfassung, Abstract	129
1. Introduction	129
2. Geological project design	130
3. Explanations on the geological frame	130
4. On the geology of the power conduits Uttendorf II	132
5. Engineering experience	136
5.1. Upper power tunnel	136
5.2. Pressure shaft	137
5.3. Lower power tunnel	137
6. Conclusions	137
7. References	138

Zusammenfassung

Der Längenschnitt durch den Triebwasserweg des Kraftwerkes Uttendorf II der Österreichischen Bundesbahnen und zwei weitere Profilschnitte dokumentieren einen Einblick in den lithologischen und strukturellen Aufbau der nördlichen mittleren Hohen Tauern.

Alpin deformierte Sedimente der Bündnerschieferformation sowie Metamagmatite der Habachformation mit alpinen und voralpinen Strukturen sind in einer mächtigen Schuppenzone zwischen Glocknerdecke und Venedigerdecke (Riffldecke) eingeschaltet. Genaue lithologische Aufnahmen zeigten, daß Gesteine, die früher als stark zerscherte Orthogneise im hangenden Teil der Riffldecke aufgefaßt wurden, Metasedimente sind, die teilweise der Bündnerschieferformation teilweise der Wustkogelformation zugeordnet werden müssen. Diese hier deutlich kontinental beeinflussten Gesteine der Bündnerschieferformation werden als **Stubachfazies** beschrieben.

Zusätzlich werden Erfahrungen aus baugewissenschafter Sicht aufgezeigt und erörtert, die bei der Projektentwicklung und beim maschinellen Ausbruch der fast 12 km langen Druckstollen sowie des 587 m tiefen Lotschachtes gewonnen wurden.

Weltbestleistungen von über 100 m Fräsvortrieb pro Tag beim Ausbruch des Druckstollens standen zwei völlige Frässtillstände wegen Verbrüche in Serpentinformationen gegenüber. Für den Ausbruch des Schachtes, der nach umfangreichen geologischen Aufnahmen im Scheitel einer großräumigen Antiklinalstruktur des Falkenbachlappens angesetzt wurde, konnte durch den erstmaligen Einsatz eines selbststeuernden Zielbohrgerätes für so große Tiefen die vorausseilende, fast 600 m tiefe Pilotbohrung mit der bemerkenswerten Genauigkeit von nur 1 m Lotabweichung am Fußpunkt ausgeführt werden. Der Vollausbruch mittels der Raise-Boring-Methode erreichte durchschnittliche Ausbruchsleistungen von fast 20 m pro Tag.

Abstract

The longitudinal section through the power conduits of the power development Uttendorf II owned by the Austrian railways as well as two further cross sections convey an idea of the lithological and structural features in the northern part of the central Hohe Tauern.

Sediments of the Bündnerschiefer Formation deformed during the Alpine orogenesis, and metamagmatites of the Habach Formation showing Alpine and pre-Alpine structures form a thick wedge shaped system as a tectonic intercalation between Glockner Nappe and Venediger Nappe (Riffl Nappe). Detailed lithological documentation has proved that some

rocks traditionally assumed to be strongly deformed orthogneisses on top of the Riffl Nappe are in fact metasediments that should be attributed partly to the Bündnerschiefer Formation and partly to the Wustkogel Formation. These rocks of the Bündnerschiefer Formation are continental in character and are described here as **Stubach Facies**.

In addition, engineering geological experience gathered during project design and during the mechanical excavation of the 12 km long power tunnel and the 587 m deep pressure shaft is presented and discussed.

This included world records of more than 100 m bored per day for the excavation of the power tunnel just as well as two times of complete standstill due to caving in the serpentinite formations. For the excavation of the shaft, which extensive geological studies had located at the apex of a large anticlinal structure of the Falkenbach block, an almost 600 m deep pilot boring was sunk. With the help of an automatic-control target drill used for the first time for a depth of this magnitude, the accuracy achieved was remarkable, corresponding to as a little as 1 m of deviation from the vertical at the foot. Full-face work using the raise-boring method reached an average rate of advance of almost 20 m per day.

1. Einleitung

Die Österreichischen Bundesbahnen beziehen gegenwärtig ihren Traktionsstrom aus acht eigenen und sieben bahnfremden Wasserkraftwerken. Vier Umformerwerke ermöglichen darüber hinaus die Stromspeisung aus dem Netz der Verbundgesellschaft. Der ständig steigende Strombedarf, nicht zuletzt auch verursacht durch die Bemühungen, mehr Anteile des Gütertransportes von der Straße auf die Schiene zu verlegen, zwingt die Österreichischen Bundesbahnen, auch weitere Bahnkraftwerke zu bauen oder bestehende in ihrem Wirkungsgrad zu verbessern. Eine solche betriebswirtschaftliche Überlegung führte auch zum Bau der Kraftwerkstufe Uttendorf II im Stubachtal. Die Zusammenfassung der Gefällsstufen der beiden bestehenden Kraftwerke Schneiderau und Uttendorf I, die weiterhin in Betrieb bleiben, ermöglicht bei einer Nutzfallhöhe von 664 m den zusätzlichen Gewinn einer Ausbauleistung von 66 MW.

Für die Realisierung des Kraftwerkes Uttendorf II war es notwendig, vom Ausgleichsbecken Enzingerboden einen 10,3 km langen, praktisch horizontalen Druckstollen in der östlichen Talflanke des Stubachtals gegen Norden zu einem schon nahe an der Einmündung zum Salzachtal gelegenen Wasserschloß beziehungsweise zur Apparatekammer unter dem „Atzbichl“ zu bauen.

Ein 587 m tiefer Lotschacht führt von hier zu ei-

nem weiteren, ca. 1,5 km langen, unteren Druckstollen, auch Flachstrecke genannt.

Schließlich stellt eine 100 m lange Druckrohrleitung die Verbindung zur Kraftstation im Talboden und ihren zwei Maschinensätzen mit je 33 MW Leistung her.

Die Stollen und Schächte des Kraftwerkes Uttendorf II ermöglichten einen so detaillierten Einblick in die geologische Schichtenabfolge und in die Strukturen, wie man ihn aus Obertagekartierungen nie erhalten kann. Da darüber hinaus auch ein äußerst interessantes Profil zur Vervollständigung unserer Kenntnisse über die nördliche Randzone des Tauernfensters erschlossen wurde, haben sich die Bearbeiter zur Veröffentlichung der wichtigsten Ergebnisse entschlossen.

2. Geologische Projektentwicklung

Im Jahr 1984 erfolgte die Auftragserteilung der Österreichischen Bundesbahnen zur geologischen Bearbeitung des Projektes KW Uttendorf II an das Büro für Baugeologie Dr. W. Demmer. Die Ergebnisse sind in dem geologischen Vorbericht mit fünf Anlagen vom 9. November 1984 zusammengefaßt.

Es wurden weder Geländekartierungen noch künstliche Aufschlußarbeiten getätigt. Im Zuge einer Geländebegehung konnten jedoch schon die grundsätzlichen geologischen Schwierigkeiten im Kraftabstiegsbereich und im Raume der Grindschachenalm erkannt werden. Im ersten Fall lagen äußerst komplizierte Lagerungsverhältnisse mit mächtigen Störungszonen vor und im zweiten Fall wurde eine ausgedehnte Bergsackungsmasse erkannt. Beides führte zu der Empfehlung, noch detailliertere Geländekartierungen durchzuführen und auch die Stollentrasse unter Inkaufnahme eines geringfügig längeren Triebwasserweges so zu verschwenken, daß man mit Sicherheit der Sackungsmasse ausweicht.

1985 sind ausgedehnte Geländekartierungen entlang der gesamten Stollentrasse im Maßstab 1:10.000 und beim Kraftabstieg im Maßstab 1:2.000 durch W. MÖRTH und W. DEMMER erfolgt und durch seismische Untersuchungen im Bereich der Kraftstation ergänzt worden. Umplanungen in der Trassenführung mit dem Ziel einer optimalen Anpassung an die geologischen Verhältnisse waren die technische Reaktion. Die Ergebnisse sind in dem Geologischen Bericht vom August 1985 zusammengefaßt.

Die Bergsackungsmasse konnte in ihrem gesamten Ausmaß bestätigt werden. Der Druckstollen wurde daher gegen Osten verschoben, um mit Sicherheit im festen Gebirgsverband die Sackung umgehen zu können. Beim Kraftabstieg ist der zunächst ins Auge gefaßt Schrägschacht auf einen Vertikalschacht umgeplant worden. Erkundungsbohrungen sollten jedoch noch offene Details klären helfen.

Noch in der zweiten Sommerhälfte sind im Bereich des damals geplanten Wasserschlosses und bei der Kraftstation Kernbohrungen ausgeführt worden. Dieser Geländeabschnitt ist wegen seiner extremen geologischen Komplikation auf Wunsch W. DEMMERs auch nochmals von G. PESTAL völlig unabhängig kartiert worden.

Das Ergebnis war zwar geologisch sehr interessant, aus der Sicht des Projektanten jedoch zermürend: Man gewann den Eindruck, daß gerade der Kalkmarmorkopf am rechten Ausgang des Stubachtalles, der zunächst von den Projektanten für den Druckschacht ausgesucht wurde, von Störungszonen förmlich eingehüllt war. Die technische Konsequenz war das völlige Verlassen des Kalkkopfes und die Verlegung des Wasserschlosses auf einen weiter talwärts liegenden Felskopf, auch „Prasinitkopf“ genannt. Dort ergaben die Geländekartierungen eine Antiklinalstruktur aus festen phyllitischen Quarzserizitschiefern mit zwischengelagerten Prasiniten der Habachserie.

Sämtliche neuen Ergebnisse und Erkenntnisse aus den Geländekartierungen, Bohrungen, seismischen Untersuchungen und gesteinsmechanischen Labortests im Jahre 1985 sind in dem „Geologischen Bericht – 1. Ergänzung“ von W. DEMMER (Jänner 1986) festgehalten. Dieser Bericht war auch die baugeologische Grundlage für das wasserrechtliche Bewilligungsverfahren, das mit einem positiven Bescheid vom 9. 6. 1986 abgeschlossen wurde.

1987 erfolgte der Baubeginn. Während der gesamten Stollen- und Schachtausbruchsarbeiten war Ch. MILOTA auf der Baustelle anwesend und für die genaue geologische Dokumentation verantwortlich.

1990 konnte noch unmittelbar vor Jahresende der Probebetrieb und im Frühjahr 1991 der Vollbetrieb aufgenommen werden.

3. Erläuterungen zum geologischen Rahmen

Die tektonische Übersicht (Beil. 1) zeigt den **nördlichen Teil des mittleren Tauernfensters**, des größten penninischen Fensters der Ostalpen. Die Lage der Profile vermittelt einen Querschnitt vom Granatspitzkern, dem tektonisch tiefsten Stockwerk der mittleren Hohen Tauern, bis zur Nordrahmenzone. Der Triebwasserweg des KW Uttendorf II (Prof. 2) erschloß aufgrund seiner S-N Ausrichtung alle wichtigen Schichtglieder der den Granatspitzkern im Norden umhüllenden Gesteinsserien. Diese Schieferhülle repräsentiert eine Schichtenabfolge, die möglicherweise sogar oberproterozoische, sicher aber paläozoische und mesozoische Anteile einschließt.

Die Klammkalkzone und die Sandstein-Brekzienzone werden im Sinne von EXNER 1979 als **Nordrahmenzone** zusammengefaßt. Sie weist viele Anzeichen einer Melangezone auf und kann als Äquivalent der Matreier Zone im Norden der Hohen Tauern betrachtet werden. Die Sandstein-Brekzienzone, die noch vom Profil 3 erfaßt wird, beinhaltet auch die vermutlich jüngsten Gesteinsschichten der mittleren Hohen Tauern, nämlich klastische Gesteine des Tauernflysch nach PREY 1977, die kurz vor oder während des Tauernzuschubs in der höheren Unterkreide zur Ablagerung kamen.

Ein bedeutendes Ereignis für die Gliederung im Bereich des heutigen Tauernfensters erfolgte im mittleren Jura mit der Produktion ozeanischer Kruste in der Folge des Aufreißen des „südpenninischen Troges“. Dieser lag südlich einer stabilen, im Zuge der variszischen Orogenese konsolidierten „mittelpenninischen“ Schwelle, die durch kontinentale Kruste charakterisiert ist. Metamorphe Reste dieser Dehnungsphase können in den **ophiolithischen Grünstein**en der **Bündnerschieferformation**¹ wiedergefunden werden.

Besonders gut haben sich diese ursprünglichen Zusammenhänge in den Grünsteinlagen zwischen Stubachtal und Rattensbachtal an der Basis des Königstuhls erhalten, wo man nach HÖCK 1980 tatsächlich noch die ursprüngliche Ophiolith-Folge: Ultrabazit-Metagabbro-Metabasalt findet (vgl. dazu auch Prof. 2).

Abgesehen von der ebenfalls jurassischen Hochsteigenformation, die als reine Schwellenfazies in den westlichen Hohen Tauern und in den Zillertaler Alpen auftritt, können innerhalb der **Bündnerschieferformation** nach FRASL und FRANK 1966 drei verschiedene Faziesbereiche abgegrenzt werden. Von N nach S, entsprechend ihrer paläogeographischen Anordnung, sind dies die **Brennkogel-, die Glockner- und die Fuscherfazies**. Die an ihrer Basis stratigraphisch mit der Karbonatgesteinsformation (Seidlwinkel-Trias nach FRASL 1958) verbundene Brennkogelfazies repräsentiert dabei etwa den Übergangsbereich zwischen kontinentaler und ozeanischer Entwicklung.

Im Bereich unserer Profilschnitte tritt eine weitere Bündnerschieferentwicklung mit deutlich kontinentaler Beeinflussung auf. Charakteristisch ist das Auftreten von hellen quarzitären Glimmerschiefern bzw. Arkosegneisen mit fein- und grobklastischen Einschaltungen von karbonatischen (Dolomit-, Bändermarmorgerölle etc.) sowie evaporitischen Komponenten. Grünliche Phyllite leiten ohne scharfe Grenzen in dunkle, teilweise kalkfreie, teilweise kalkige Phyllite über. Eingelagert treten dünne Kalkmar-

morbanke auf. Aus Klüften mit Fuchsitbelägen waren im Stollen wiederholt sulfatangereicherte Wasserzutritte zu beobachten. Da sich diese Gesteinsabfolge in wesentlichen Punkten deutlich von der Brennkogelfazies unterscheidet, wird sie in der Folge als **Stubachfazies** bezeichnet. Im Liegenden der Bündnerschiefer der Stubachfazies tritt im Stollenprofil nur die **Wustkogelformation** (FRASL 1958) mit Phengitquarziten, Serizitquarziten und Arkosegneisen auf. Die triadische Karbonatgesteinsformation fehlt.

In der „**Glocknerdecke**“ (STAUB 1924, FRANK 1965) liegen heute Bündnerschiefer in Glockner- und Fuscherfazies über der „mittelpenninischen“ Zone, die als „**Venedigerdecke**“ (FRISCH 1976) bezeichnet wird (vgl. dazu auch die tektonische Übersicht Beil. 1). Die Venedigerdecke unterscheidet sich demnach im Untersuchungsgebiet nicht nur durch ihre kontinentale Basis, inklusive Wustkogel- und Karbonatgesteinsformation, sondern auch durch die Fazies ihrer jurassischen Bündnerschieferformation (Stubachfazies) von der Glocknerdecke. Der größte Anteil der Venedigerdecke wird jedoch von vorpermischen Gesteinsformationen der Schieferhülle (Habachformation und Formation der Alten Gneise) und den im Oberkarbon (CLIFF 1981, PESTAL 1983) in diese intrudierenden sauren Magmatite, die uns heute als Zentralgneise bekannt sind, aufgebaut.

Die **Venedigerdecke** weist im Untersuchungsgebiet einen zweischichtigen Internbau auf, der vielleicht zum Teil schon variszisch angelegt, aber hauptsächlich durch alpine Tektonik gestaltet wurde. Im Gebiet der mittleren Hohen Tauern wird die Venedigerdecke einerseits durch den Granatspitzkern und die Granatspitzhülle (Basisamphibolit, Biotitporphyroblastenschiefer und Zwölferzug) als tiefere Einheit in autochthoner bis paraautochthoner Position repräsentiert. Andererseits sind der Venedigerlappen und die Habachzunge, ebenfalls in paraautochthoner Stellung, samt deren Hüllen (Ophiolithfolge und Inselbogenfolge der Habachformation sowie Formation der Alten Gneise), die teilweise über der Granatspitzeinheit lagern und in dieser allochthonen Position als **Riffdecke** bezeichnet werden, am Aufbau der Venedigerdecke beteiligt.

Die **Habachformation** wurde erstmals von FRASL 1958 definiert und im wesentlichen als altpaläozoische, vulkanisch-sedimentäre Geosynklinalfüllung gedeutet. Aber erst HÖCK 1991 gelang es, aufbauend auf einer Vielzahl geochemischer Untersuchungen gleichartige Formationen auch außerhalb der mittleren Hohen Tauern, die in der Tauernliteratur meist unter lokalen Arbeitsbegriffen beschrieben wurden, ebenfalls in die Habachformation einzu beziehen. Weiters können nach HÖCK nun drei unterscheidbare Folgen innerhalb der Habachformation im gesamten Tauernfenster charakterisiert werden.

¹Nach der Definition von HEDBERG 1976 ist die Bezeichnung „Formation“ für lithostratigraphische Einheiten zu verwenden.

Dies sind eine **ophiolithische Folge**, eine **Inselbogen Sequenz** und die **Eiser Einheit**. Alterseinstufungen aufgrund von geochronologischen Untersuchungen (v. QUADT 1985, VÁVRA 1989) und vereinzelte Acretarchenfunde (REITZ und HÖLL 1988) reichen vom Oberproterozoikum bis ins Karbon. Als genetisches Modell für die Habachformation wird nun ein langfristig aktiver Kontinentalrand betrachtet, an dem während des gesamten Paläozoikums verschiedene Terranes angelagert wurden. Erst nach der Intrusion der Zentralgneise im Oberkarbon ist dieser Krustenstreifen als konsolidiert zu betrachten (HÖCK 1991).

Eine Zuordnung der in den Profilschnitten angebotenen Gesteine der Habachformation in die von HÖCK 1991 charakterisierten Folgen, erscheint mangels geochemischer Untersuchungsergebnisse etwas risikoreich. Trotzdem wird man wohl die Hauptmasse der aufgefundenen sauren und intermediären Gneise und Schiefer der Habachformation zur Inselbogenfolge rechnen können. Die Habachphyllite sind allgemein durch primäre Übergänge mit der Inselbogenfolge verknüpft. Hinweise auf die Ophiolithfolge konnten einerseits durch „Pillow-Strukturen“ in den Amphiboliten gefunden werden, andererseits wird der gesamte Basisamphibolitkomplex, der Stubacher Ultrabazit eingeschlossen, von HÖCK 1991 zu dieser gezählt. Die Biotitporphyroblastenschiefer wiederum entsprechen exakt der Eiser Folge. Auch der nachweislich von einer voralpinen amphibolitfazielien Metamorphose geprägte, alkristalline Gesteinsinhalt des Zwölferzuges kann der Habachformation zugeordnet werden.

Die **Formation der Alten Gneise** (KARL 1957, FRASL und FRANK 1966) wird nur im Profilschnitt 3 im Scharrkogelgneis und einigen Zügen migmatischer Paragneise und Amphibolite angetroffen. In besserer Ausbildung innerhalb der Riffeldecke ist die vorerwähnte Formation SSE des Scharrkogels im hinteren Kaprunertal im Bereich des Hochweißfeldes zu finden.

Die allseitig unter die Schieferhülle abtauchende Granitgneiskuppel des **Granatspitzkerns** ist die tektonisch tiefste Einheit der mittleren Hohen Tauern. Der primäre Intrusionsverband mit dem Basisamphibolit der Granatspitzhülle ist in der Bocksperrklamm beim Enzingerboden (CORNELIUS und CLAR 1939) noch lokal zu beobachten (vgl. Prof. 2). Geochemischen Untersuchungen zufolge zeigt der Granitgneis des Granatspitzkerns deutliche S-Typ Affinität, während bei der Mehrzahl der übrigen großen Zentralgneiskerne im Tauernfenster die I-Typ Granitoide vorherrschen (FINGER und STEYRER 1988). Von CLIFF 1981 vorgenommene absolute Altersbestimmungen erbrachten ein karbonates Intrusionsalter für den Granatspitzkern.

4. Zur Geologie des Triebwasserweges Uttendorf II

(Die angegebenen Stationierungen beziehen sich auf die Firste und in Vortriebsrichtung, das ist von Norden nach Süden)

Der am nördlichsten gelegene Triebwasserabschnitt ist der 1559,98 m lange **untere Druckstollen** (Flachstrecke), welcher mit Ausnahme einer etwa 60 Meter langen Hangschuttstrecke am Beginn des Stollens zur Gänze in *Gesteinen des Falkenbachlappens* der Venedigerdecke liegt. Größtenteils wurden Quarz-Serizitschiefer bzw. auch „milde“, prasinitische Gesteine, im tieferen Abschnitt des Stollens, gegen den Fußpunkt des Lotschachtes zu, zumeist Quarz-Serizit-Chlorit-schiefer angetroffen. Charakteristisch ist das Auftreten von cm- bis dm- dünnen, schieferungsparallel eingelagerten Quarzbändern und -lagen bzw. von Quarzknauern im Bereich von Faltenkernen. Auch undeutlich abgegrenzte Übergänge zu prasinitischen Bereichen wurden beobachtet. Letztere zeichnen sich vor allem durch eine deutlich grünliche Färbung, bedingt durch Epidot und Chlorit, und einen durchwegs hohen, auch makroskopisch gut erkennbaren Magnetitgehalt aus. Weiters gibt es Einschaltungen von hellen, teilweise quarzitischen Schieferungen mit allen Übergängen zu dunkelgrünen, prasinitischen Gesteinen. Diese Gesteinsfolge zeigt durch ihre schieferungsparallele Wechselagerung im dm- bis m-Bereich ein gebändertes Aussehen. An zwei Stellen waren im Stollen mächtigere Pakete von dunklen Phylliten diskordant eingeschaltet, die vor allem in ihren Randzonen intensiv tektonisch überprägt sind (starke Verfaltung der Gesteine bis in den cm-Bereich, durchwegs verharnischte Schieferungsflächen, Auftreten von mm-dünnen mylonitischen Belägen auf den Schieferungsflächen etc.).

Die dunklen Phyllite zeigen sowohl parallel zur Schieferung als auch lateral alle Übergänge zu hellen Typen (Muskovitphyllite, Muskovit-Chloritphyllite), die meist als dm- bis m-mächtige Einschaltungen auftreten. Im letzten Drittel des unteren Druckstollens kommen vermehrt Einschaltungen von unscharf abgegrenzten, prasinitischen Partien vor.

Der **Lotschacht** wurde mit Ausnahme der obersten ca. 155 m, die in dunklen Phylliten liegen, in derselben Einheit und petrographischen Abfolge wie der innerste Abschnitt des unteren Druckstollens ausgebrochen. Es handelt sich vorwiegend um helle, grünliche Quarz-Serizitschiefer mit zum Teil deutlichem Albitgehalt. Unscharfe Übergänge zu hellen Phylliten, aber auch zu massigeren Lagen und „Ballen“ von Albitgneisen mit charakteristischen Chloritflecken wurden wiederholt beobachtet.

Der gesamte, konventionell hergestellte **Zugangsstollen zur Apparatekammer** (am Kopf des Lot-

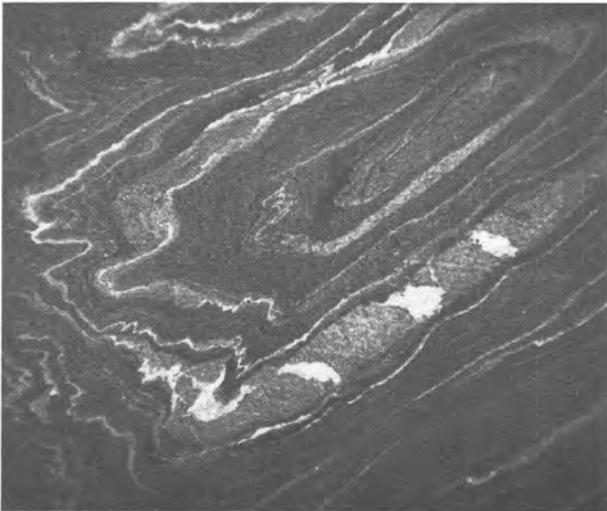


Abb. 1: Oberer Druckstollen, Station 4562 m : Intensiv verfaltete Prasinite, von zahlreichen Kalksilikatgesteinslagen durchzogen.

Fig. 1: Upper pressure tunnel, station 4562 m: Intensively folded prasinites are interlaminated by various calc-silicate rock layers.

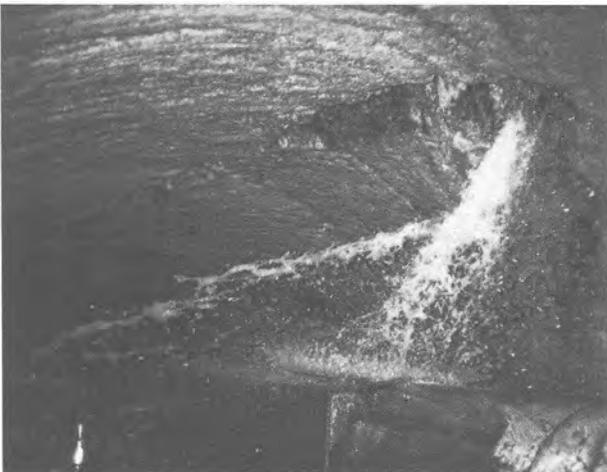


Abb. 2: Oberer Druckstollen, Station 4177 m: Massive Wasserzutritte im Bereich der Kalkglimmerschiefer aus Klufthkarstspalten im Firstbereich.

Fig. 2: Upper pressure tunnel, station 4177 m: Heavy inflow of water through a karstified feeder in calc-silicate schists at the hanging wall.

schachtes gelegen) und das anschließende **Wasserschloß**, sowie die ersten ca. 2,7 km des oberen Druckstollens wurden in *dunklen Phylliten der Habachformation* (Falkenbachlappen) ausgebrochen. Charakteristisch für diese Gesteine sind die häufig und in unterschiedlichster Mächtigkeit auftretenden Einschaltungen von hellgrünen, quarzreichen Phylliten und Quarz-Serizitschiefern. Steilstehende ac-

Klüfte mit geringer Erstreckung sind oft mit einem Rasen aus feinsten Pyritkristallen besetzt. Flachliegende, ENE–WSW streichende Verformungsachsen im ersten Abschnitt des oberen Druckstollens führten zu „walzen- bis stengelförmiger“ Deformation der Phyllite. Als Einschaltungen in diesen dunklen Phylliten konnten örtlich unterschiedlich mächtige Bänder von zumeist dunklen, feinkörnigen Graphitquarziten (Lyditen) und an zwei Stellen im Druckstollen (um Station 2000 m) auch helle Quarzite beobachtet werden. Weiters treten im Bereich um Station 1450 m und 1840 m Geröllhorizonte mit Einschaltungen von oft faustgroßen Fremdgesteinskomponenten (Gneise, Quarzite etc.) auf.

Im **oberen Druckstollen** wurde in Annäherung an die Glocknerdecke zwischen Station 2750 m und 3250 m eine *Schuppenzone zwischen Venediger- und Glocknerdecke* durchörtert. Den Beginn dieser Zone markiert ohne scharfe Begrenzung ein etwa 30 m mächtiger, stark tektonisch überprägter Abschnitt in den dunklen Phylliten der Habachformation. Die Kernzone kann als lithologisch heterogener, strukturell aber einheitlich steil gelagerter und nur an den Grenzen der einzelnen Gesteinspakete deutlich tektonisierter Bereich charakterisiert werden. Am Beginn treten zumeist helle Muskovit-Chloritphyllite, wechsellagernd mit dunklen Phylliten sowie örtlich auch kalkigen Schwarzphylliten auf. Gegen die Glocknerdecke zu waren auch Einschaltungen von prasinitischen Bänken, gneisigen Abfolgen (Albit-Epidotgneise), dunklen, tw. kalkigen Phylliten, Chloritfleckenschiefern und dünnen Marmorbändern bzw. Dolomit- und Marmorlinsen zu beobachten.

Mit dem Beginn der ersten eindeutig abgrenzbaren Abfolge aus Prasiniten und Glimmermarmoren drang der Stollen in die *Glocknerdecke* ein.

Der im oberen Druckstollen zwischen Station 3250 m und 4995 m aufgefahrene hangende Anteil der Glocknerdecke wird von Prasiniten und zwei mächtigen Glimmermarmorpaketen (Kalkglimmerschiefer) aufgebaut (Abb. 1). Im Grenzbereich der Glimmermarmore treten häufig dünne Lagen von Granat-führenden Muskovitschiefern auf. Im Gegensatz zu den sehr kompakten, nur mäßig geklüfteten Prasiniten sind die Glimmermarmore über große Bereiche intensiv geklüftet, wobei in diesen Zonen auch massive Wasserzutritte zu verzeichnen waren. Aus Klufthkarstspalten (Abb. 2) gab es konzentrierte Wassereinträge in den Stollen bis zu 30 l/sec. mit bis zu 12 bar Druck.

Zwischen Station 4720 m und 4990 m wurden im oberen Druckstollen gut geschieferte, deutlich Chlorit-führende Prasinite bis Chloritschiefer angetroffen, die sich vor allem durch eine verminderte Kalksilikatführung von den bis dahin angetroffenen Prasiniten unterscheiden. Anschließend daran gelangte der Stollenvortrieb in die sogenannte „Serpentinit-

strecke“. Durch die größtenteils subparallele bis fallweise auch parallele Streichrichtung der Gesteine dieser Zone zur Stollenvortriebsrichtung begleitete diese Gesteinsserie den Vortrieb bis zur Station 5447 m. Sie war stollenbautechnisch äußerst schwierig zu beherrschen, so daß man versuchte, mit einer Achsver-schwenkung schneller tragfähiges Gebirge zu erreichen.

Zumeist wurden stark durchbewegte, intensiv linsig zerscherte Serpentinite angetroffen, die von unterschiedlich mächtigen Talkschiefereneinschaltungen durchsetzt sind. Klüfte und Schieferungsfugen zeigen oft Asbest- oder Talkbeläge. Zonenweise treten auch von oktaedrischen Magnetitkristallen durchsetzte Chlorit- und Aktinolithschiefer bis Aktinolithfelse auf. Um Station 5102 m und in der Folge bis etwa Station 5130 m kommen immer wieder dm- bis m-dicke Linsen von sehr kompakten und „zähen“ Metagabbros vor. Sie sind an ihren Rändern von stark verhornigten Talkschieferpartien eingehüllt. Ebenso markant und fast „schlagartig“, wie sie begonnen hat, endet die „Serpentinitzone“ auch bei Station 5447 m mit dem Auftreten von harten Granat-führenden Prasiniten. Dieser liegende Abschnitt der Glocknerdecke war durch oftmalige, unterschiedlich mächtige Abfolgen von Prasiniten und Glimmermarmoren lithologisch intensiv gegliedert. Zwischen Station 5725 m und 5730 m wurde ein zweiter, 5 m mächtiger Abschnitt der „Serpentinitzone“ mit Chlorit- und Talkschiefern durchörtert. Auch in diesem liegenden Anteil der Glocknerdecke kam es in den karbonatischen Gesteinen zu Wasserzutritten, die allerdings mengenmäßig weit unter jenen aus den ersten, weit mächtigeren Glimmermarmorpaketen blieben. Mit dem Ende des letzten mächtigen Glimmermarmorzuges erreichte man etwa bei Station 6205 m das Ende der Glocknerdecke.

Der Druckstollenvortrieb gelangte nun abermals in eine *Schuppenzone zwischen Glockner- und Venedigerdecke* (Druckstollenstation 6205 m bis 6645 m). In diesem petrographisch wiederum sehr heterogen aufgebauten Abschnitt wurden grünliche Arkosegneise (teilweise quarzitisches und/oder mit Dolomiteinschaltungen), stark vererzte, feinkörnige Albitgneise sowie Biotitschiefer, örtlich mit Hellglimmerblasten angetroffen. Der größte Teil dieser Zone wird von Albit-Biotit-Epidotgneisen bis Biotitgneisen (Abb. 3) und Prasiniten aufgebaut, die von zahlreichen hellen, aplitischen Einschaltungen (Gängen) durchzogen sind und deutlich voralpine Strukturen erkennen lassen. Bei Station 6577 m durchschlagen zwei Lamprophyrgänge (Abb. 4) diese Einheiten.

In diese Gesteinsabfolge sind diskordant drei Pakete von mesozoischen Sedimenten wie Glimmermarmor (Abb. 5) und dunkle, kalkige Phyllite mit rein alpidischen Strukturen eingespießt.

Der folgende Stollenabschnitt zwischen **Station**

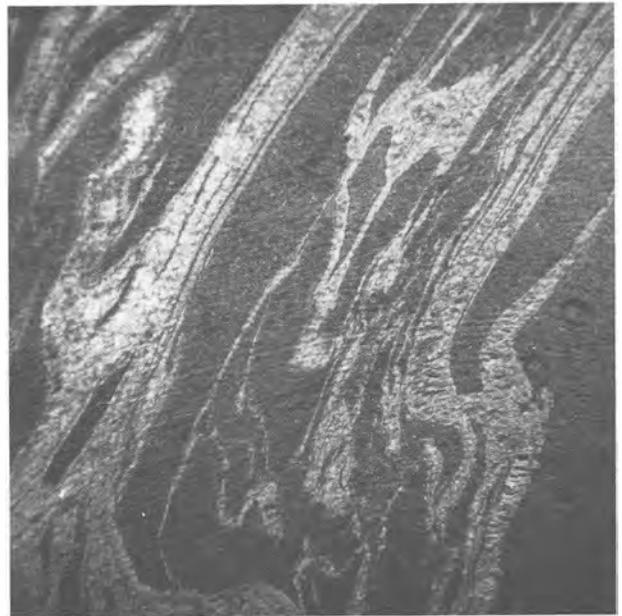


Abb. 3: Oberer Druckstollen, Station 6568 m: Von hellen Aplitgängen durchhärdete Albit-Biotit-Epidotgneise der Habachformation.

Fig. 3: Upper pressure tunnel, station 6568 m: Leucocratic reticulated aplitic veins intruded the albit-biotite-epidote-gneisses of the Habach Formation.

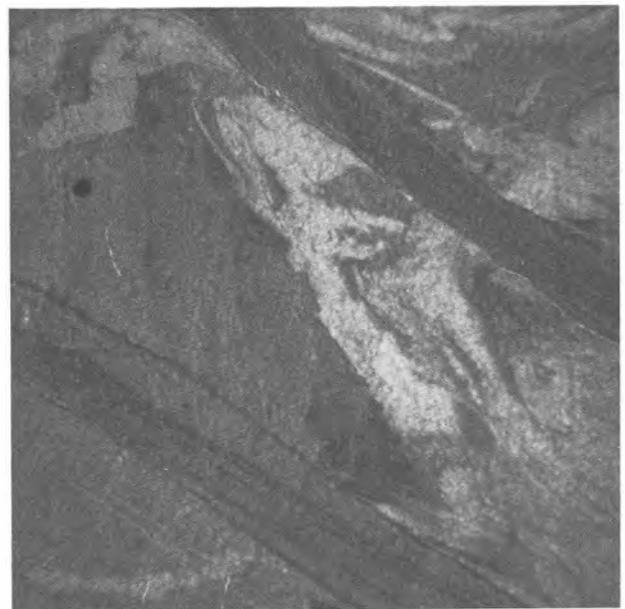


Abb. 4: Oberer Druckstollen, Station 6577 m: Stark deformierte Prasinite und Biotitschiefer mit Aplitgängen werden diskordant von zwei Lamprophyrgängen durchschlagen .

Fig. 4: Upper pressure tunnel, station 6577 m: Strongly deformed prasinites and biotite-schists with aplitic veins are intruded by two lamprophyric dikes.

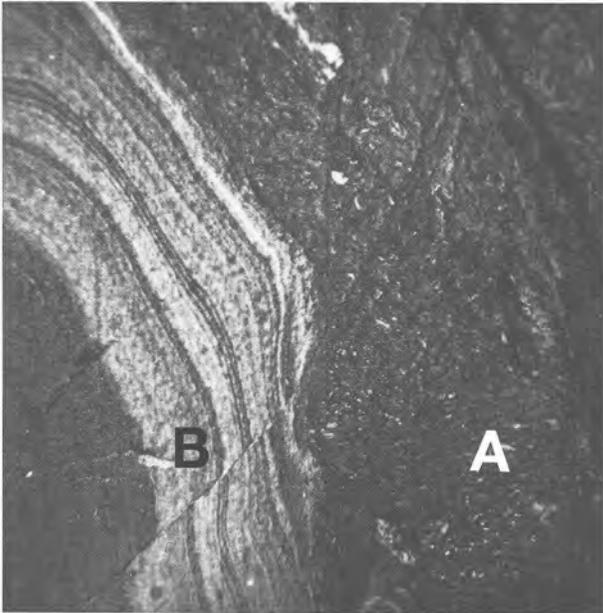


Abb. 5: Oberer Druckstollen, Station 6434 m: A) Intensiv verfaltete Biotitschiefer der Habachformation. B) Die Glimmermarmore der Bündnerschieferformation weisen hingegen nur alpine Strukturen auf.

Fig. 5: Upper pressure tunnel, station 6434 m: A) Intensively folded biotite-schists of the Habach Formation. B) Mica-rich marbles of the Bündnerschiefer Formation which depict only Alpine structures.

6645 m und 7105 m wird als „Sulfatstrecke“ bezeichnet. Hauptgesteine sind helle, quarzitisches Glimmerschiefer, Arkosegneise, dunkle, zumeist kalkreiche Phyllite und helle Glimmermarmore (Bündnerschiefer in „Stubachfazies“). In diesen Gesteinen sind immer wieder Dolomitlinsen, -lagen und -bänder eingeschaltet, in denen Anhydrit röntgenographisch nachgewiesen werden konnte. Örtlich treten diese Karbonate zellig-porig auf und führen in diesen Bereichen große Mengen von Fuchsit. Der letztgenannte Abschnitt ist durch das Auftreten sulfathaltiger Wässer charakterisiert – daher auch die Bezeichnung „Sulfatstrecke“.

Im Liegenden der Stubachfazies erreicht der Druckstollen **ab Station 7105 m** die *Wustkogelformation*, aufgebaut aus Phengitquarziten, Serizitquarziten und Arkosegneisen mit Hämatitvererzungsspuren. Ohne scharfe Grenze gehen die für die Wustkogelformation typischen Metasedimente in Augengneise über. Der gesamte Paragesteinscharakter dieser Einheit geht immer mehr verloren, bis schließlich bei Station 7850 m der Augengneis mit Intrusivkontakt an Biotit- bzw. Albit-Biotit-Epidotgneise der Habachformation angrenzt.

In weiterer Folge bauen typische *Metamagmatite* der Habachformation wie Biotitgneise, Albit-Biotit-Epidotgneise sowie Prasinite und Amphibolite das durchörtete Gebirge auf. In den ersten Abschnitten

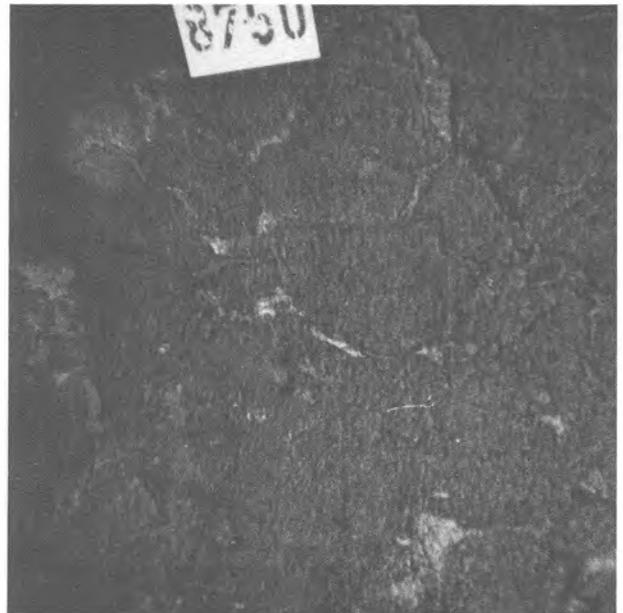


Abb. 6: Oberer Druckstollen, Station 8750 m: Von Epidotträgern umgebene Amphibolite werden als metamorphe Reste von Pillowstrukturen in den Metamagmatiten der Habachformation interpretiert.

Fig. 6: Upper pressure tunnel, station 8750 m: Amphibolites surrounded by epidote-rich margins are interpreted as pillow-structures within the huge mass of metamagmatites of the Habach Formation.

dieser Formation kommen bis Station 7990 m immer wieder Einschaltungen von mehreren m-mächtigen Aplittgneisgängen vor. Bei Station 8750 m wurden Strukturen angetroffen, die W. Frank (mündl. Mitteilung) als *Pillows* deutete (Abb. 6).

Zwischen Station 8900 m und 9085 m treten wechsellagernd in 1–5 m-mächtigen Paketen Albit-Epidotgneise mit charakteristischen Chloritflecken (z. T. Granat-führend), Prasinite, Granat-Amphibolite, Granat-führende dunkle Phyllite, Granat-Muskovitschiefer und Chloritphyllite auf.

Ab Station 9085 m bis zum Peridotitstock bei Station 9447 m folgt die „*Biotitporphyroblastenschieferfolge*“ (Eiser Einheit nach HÖCK 1991). Zunächst überwiegt der sedimentäre Einfluß (Auf-treten von dunklen Phylliten und dunklen Biotit-Plagioklasschiefern bis -gneisen) und anschließend im Liegenden eher der tuffogene Einfluß. Hier dominieren prasinitische Gesteine mit dünnen Lagen von Graphitquarziten sowie gelegentlichen Einschaltungen von gneisigen Lagen. Bemerkenswert ist ein 0,5 m dicker basischer Gang bei Station 9372 m.

Diskordante intermediäre bis saure Gänge konnten neben zahlreichen Geröllhorizonten (Metaagglomerate) im sedimentären Anteil der Biotitporphyroblastenschiefer beobachtet werden (Abb. 7 und 8).

Die Randzone des *Stubacher Ultrabasites* (*Peridotit*) war durch einen etwa 20 m langen, petrogra-

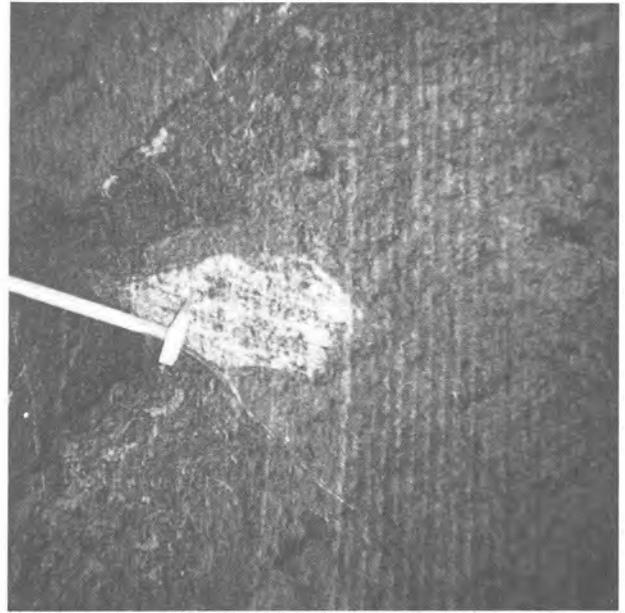


Abb. 7 und 8: Oberer Druckstollen, Station 9320 m: Epidot-Plagioklasgneis- und Prasinitkomponenten in dunklen Biotit-Plagioklasschiefern werden als Metaagglomerathorizonte interpretiert.

Fig. 7 and 8: Upper pressure tunnel, station 9320 m: Conglomeratic epidote-plagioclase-gneiss and prasinite debris in dark biotite-plagioclase-schists are interpreted as metaagglomerates.

phisch sehr wechselhaften Abschnitt gekennzeichnet. Am Beginn tritt der *Basisamphibolit* als nur 3 m-mächtige, extrem zersicherte Einschaltung auf. Er war im Stollen nur aufgrund seiner Position zwischen Biotitporphyroblastenschiefern und dem Stübacher Ultrabazit als Basisamphibolit zu erkennen. Bis zur Station 9447 m (Beginn des Ultrabasites) konnten Serpentinrandgesteine wie Talkschiefer, teilweise mit Breunnerit, Tremolitschiefer, reine Biotit (Phlogopit) Gesteine, Aktinolithschieferbänder sowie Serpentine mit zahlreichen Asbestklüften (hydrothormaler Chrysotilasbest) ausgeschieden werden. Der Peridotit ist durchgehend regellos geklüftet und hauptsächlich in seinen Randbereichen immer wieder von Chlorit- und Talkschieferbändern durchzogen. Klüftfüllungen in Form von stark verschieferten Abschnitten aus reinen Biotititen (einige dm-mächtig), mit Talk und/oder Asbest verfüllte Klüfte, kleine, mit dunkelgrünem Antigorit verfüllte Klüfte sowie eine mächtige, von Tremolit gefüllte Kluft wurden im Ultrabazit aufgeföhren. Dieser steht bis zum Ende des oberen Druckstollens am Enzingerboden an.

5. Bauerföhrenungen

Der Bauausschreibung ist ein eigener, auf die praktischen Erfordernisse abgestimmter geologischer Bericht (W. DEMMER, April 1986) beigelegt worden.

Nach den geologischen Vorerkundungen erschien es möglich, sowohl die Druckstollen als auch den Ver-

tikalschacht mit Stollenfräsen mechanisch auszubrechen.

5.1. Oberer Druckstollen

Für den teilweise extrem harten *Peridotit* im südlichsten Abschnitt des oberen Druckstollens lagen noch keine Ausbruchserföhrenungen mit Stollenfräsen vor, so daß man vorbereitet war, dieses Teilstück nötigenfalls auch mit einem konventionellen Ausbruch zu durchföhren. Schließlich gelang jedoch der Stollenausbruch mit der Tunnelfräse, wobei sogar in intensiver geklüfteten Teilabschnitten Vortriebsleistungen bis zu 40 m/Tag möglich waren. Allerdings war der **Werkzeugverschleiß** beachtlich. Oft mußte eine halbe Tagschicht zum Wechseln der Meißel aufgewendet werden. In sehr massigen Formationen sind jedoch die Tagesleistungen unter 10 m abgesunken.

In den phyllitischen Schiefen der Habachformation haben die größten **Tagesleistungen** der eingesetzten Tunnelbohrmaschine 100 m Ausbruch knapp überschritten. Das war bis dahin Weltrekord.

Große Vortriebsprobleme hat jedoch die *Serpentineinschaltung* unter dem Königstuhl erbracht. Entgegen der ursprünglichen Prognose, in der auf Stollenniveau nur eine etwa 200 Meter lange, stark gestörte Zone mit Talkschiefern und Serpentinlinsen angekündigt wurde, hat sich diese schließlich auf 457 m ausgedehnt. Vermutlich hat die NW-SE verlaufende steile Störungszone, die am Ausgang des Fersbachgrabens aufgeschlossen ist, eine lo-

kale Flexur verursacht und die Serpentine in eine angenähert stollenparallele Lage gedrängt. Aufgrund der schwierigen Gebirgsverhältnisse sind die täglichen Ausbruchsleistungen auf 2 bis 4 m abgesunken. Schließlich ereignete sich im Bereich der Stationen 5402 bis 5406 ein **Verbruch**, der die Fräse zum völligen Stillstand zwang. Die Sanierung geschah durch Überfirsten.

Ein weiterer Verbruch bei Station 5432 mit gleichen Folgen und deutlichen Gebirgsdruckerscheinungen hat nach eingehender geologischer Prüfung schließlich zu einer **Verschwenkung der Stollenachse** in Richtung des Liegenden beziehungsweise normal zum Schichtenstreichen geführt. Zu diesem Zeitpunkt konnte man nicht wissen, daß der Grenzkontakt zu den Prasiniten nur mehr wenige Meter vom Stollen entfernt lag.

Unmittelbar nach der Stollenverschwenkung wurde nämlich wieder standfestes Gebirge erreicht.

Die mächtigen Kalkglimmerschieferzüge der Glocknerdecke brachten erwartungsgemäß erhebliche **Wassereinbrüche**. Aus ausgelaugten Kluftkarstspalten drang häufig Wasser unter großem Druck in den Stollenhohlraum. Vorübergehend betrug die Gesamtwassermenge des Stollens, gemessen am Portal knapp über 400 l/s (Spitzenwert 425 l/s). Diese Höchstmenge hat sich nach etwa zwei Monaten auf ca. 300 l/s ermäßigt. Nach weiteren dreieinhalb Monaten ist nach dem Ausrinnen der größten wasserführenden Kluftsysteme die Stollenwassermenge auf unter 200 l/s abgefallen. Da beim weiteren Stollenvortrieb keine nennenswerten neuen Wasserzutritte erfolgt sind, wurde die 200 l/s-Marke in der Folge nur mehr knapp überschritten.

Als nicht gänzlich überraschende Nebenwirkung des großen Gebirgswasserentzuges sind im Verlaufe der Zeit eine Reihe von **Quellen trockengefallen**. Dies betrifft insbesondere eine an die Kalkzüge gebundene Quellgruppe im benachbarten *Rattensbachtal* ab der Höhenmarke 1720 m. Aus diesem Grunde erhielt der Stollen auch dort eine dichte Betonauskleidung, wo dies wegen der standfesten Gebirgsverhältnisse nicht unbedingt notwendig gewesen wäre. Dadurch sollte aber im Verlaufe der Zeit der Bergwasserspiegel wieder in die Nähe des seinerzeitigen Niveaus angehoben werden, so daß berechtigte Hoffnung besteht, daß die trockengelegten Quellen wieder Wasser führen.

Die bisherigen Beobachtungen des deutlich angestiegenen Bergwasserdruckes über fix eingebaute Manometer mit Schleppzeiger im Druckstollen sowie die beginnende Wasserführung zahlreicher, vorübergehend trockener Quellen weisen darauf hin, daß die gesetzten Maßnahmen erfolgreich sind.

5.2. Lotschacht

Der Ausbruch des 584 m tiefen Schachtes mit einem Ausbruchsdurchmesser von 3,06 m mittels des Raise-Boring-Verfahrens kann als Meilenstein in der Geschichte des Schachtbaues angesehen werden. Erstmals wurde bei einem so tiefen Schacht für die von oben nach unten abgeteufte Pilotbohrung ($\varnothing = 300$ mm) ein **selbststeuerndes Zielbohrgerät** erfolgreich eingesetzt. Mit dieser Einrichtung konnten zeit- und kostenaufwendige Korrekturen von Richtungsabweichungen des Bohrloches vermieden werden. Am Bohrlochendpunkt war schließlich nur eine Abweichung vom idealen Lotpunkt von 1 m festzustellen.

Nach der Fertigstellung der Pilotbohrung erfolgte die eigentliche Schachtaufweitung. Dabei wird am Gestängeende der Pilotbohrung ein Fräskopf montiert und dieser von unten nach oben gezogen.

Die mittlere Tagesleistung für die Schachtaufweitung betrug 19,8 m, während jene für die Pilotbohrung, bedingt durch zahlreiche Stillstände, nur 4,3 m erreichte.

Für das Gelingen dieses Schachtbaues waren die geologischen Rahmenbedingungen äußerst günstig. Es gab keine extremen Festigkeitsunterschiede bei den einzelnen Gesteinsschichten und die Schieferungsflächen lagen am Scheitel einer Antiklinale im Mittel flach bis mittelsteil. Es gab auch nur vereinzelt steilstehende Klüfte, so daß von vornherein die Gefahr für Bohrlochablenkungen gering war.

Ferner lag ein wasserdichtes Gebirge vor, so daß nur an einer Stelle ein Spülwasserverlust auftrat. Und schließlich war das Gebirge leicht fräsbar und dennoch standfest.

5.3. Unterer Druckstollen – Flachstrecke

Technisch gab es nur im Portalbereich, wo eine rutschanfällige Hangschuttmasse durchörtert werden mußte, kleinere Schwierigkeiten beim Ausbruch und bei der Stützung.

Die Felsstrecke konnte völlig problemlos mit einer Stollenfräse aufgefahren werden.

6. Schlußbetrachtungen

Die geologische Bearbeitung des Triebwasserstollens und des Schachtbaus kann als beispielhaft für ein modernes Bauen in hochalpinen Regionen angesehen werden. Trotz komplizierter Tektonik und Schichtenfolge ist es nur auf der Grundlage von Geländekartierungen gelungen, eine sehr gute geologische Prognose für die Untertagebauten zu erstellen. Kurze Bohrungen sind nur in den beiden Portalbereichen abgeteufte worden. Die übrige, mehr als 12 km lange Stollen- und Schachtstrecke wurde ohne jede

künstliche Erkundungsmethode baueologisch vorkundet. Dies ist jedoch nur in Gebieten möglich, wo genügend natürliche Aufschlüsse vorhanden sind. In den Alpen zählen dazu in erster Linie steil eingeschnittene Täler und ihre felsigen Flanken sowie die Regionen über der Baumgrenze.

Der Ausbruch der Stollen und des 587 m tiefen Lotschachtes ist aber auch vorbildlich dokumentiert und wissenschaftlich studiert worden. Die Österreichischen Bundesbahnen als Bauträger haben stets den wissenschaftlich Interessierten den Zugang zu den Bauaufschlüssen gestattet und darüber hinaus auch zahlreiche Hilfestellungen für die Stollenbefahrungen gewährt. Dafür sei ein ganz besonderer Dank ausgesprochen.

7. Literaturverzeichnis

- AGLASSINGER, A. und SCHMITTER, M. (1988): Tiefer Lotschacht im Raise-Bornig-Verfahren. — Felsbau 6/3, 125–128, Essen.
- BISTRITSCHAN, K. (1953): „Die Geologie des Stollens Schneiderau – Wirtenbach im Stubachtal“ Kober Festschrift, Wien.
- CLIFF, R.A. (1981): Pre-alpine history of the Penine Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology — Contr. Min. Petrol., 77, 262–266, Berlin.
- CORNELIUS, H. P.: Unveröff. Manuskriptkarten und Schnitte — Arch. Geol. B.-A., Wien und ÖBB Uttendorf.
- CORNELIUS, H. P. und CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (Teil I). — Abh. Zweigst. Wien, Reichst. f. Bodenforsch., 25, 305 S., 89 Abb., 2 Taf., 1 Beil., Wien.
- EXNER, Ch. (1979): Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. — Jb. Geol. B.-A., 122, 1–73, 7 Abb., 1 Beil., Wien.
- FINGER, F. und STEYRER, H. P. (1988): Granite types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria). — Some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. — Geodinam. Acta 2, 75–87, 9 Abb., 1 Tab., Paris.
- FRANK, W. (1965): Zur Geologie des Guggenbachtals (Lützelstubachtal, mittlere Hohe Tauern). — 188 S., zahlr. Abb., 6 Beil., Unveröff. Diss. Univ. Wien.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 101, 323–472, 4 Abb., 1 Beil., Wien.
- und FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. — Der Aufschluß, Sonderh. 15, 30–58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Heidelberg.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. — Geol. Rundschau, 65/2, 375–393, 3 Abb., Stuttgart.
- GROSSEKEMPER, J. H. und THONSCHEIDT, H. W. (1986): Herstellen von Blindschächten und Bunkern mit dem Raise-Boring. — Glückauf 122/7, 3–11, Essen.
- HEDBERG, H. D. (1976): International Stratigraphic Guide. — 200 S, New York (John Wiley and Sons).
- HÖCK, V. (1980): Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria. — Ofioliti 5, 57–64, 1 Abb., 2 Tab., Bologna.
- (im Druck 1991): The Habachformation and the Zentralgneis – a key in understanding the paleozoic evolution of the Tauernwindow (Eastern Alps). — The pre-mesozoic geology in the Alps, Springer.
- HOLZER, H.: „Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dietersbachtal“. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 1/3, 1–30, Wien 1949.
- KARL, F. (1957): Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt Dreierherrenspitze und Blatt Rötspitze. — Verh. Geol. B.-A. 1957, 35–38, Wien.
- MERTENS, V. und WALLUSSEK, H. (1980): Selbsttätig steuerndes Zielbohrsystem. — Glückauf 120/13, 819–822, Essen.
- PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und Felbertales (Pinzgau/Salzburg). — 117 S., 49 Abb., 20 Tab., 3 Beil., Unveröff. Diss. Univ. Wien.
- PREY, S. (1977): Flyscherscheinungen in den „flyschartigen Serien“ des östlichen Tauernnordrandes. — Verh. Geol. B.-A., 1977, 313–320, 3 Abb., Wien.
- QUADT, A. v. (1985): Geochronologische, geochemische und isotopenchemische Untersuchungen

- an Gesteinen der Habach-Formation, der Scheelitlagerstätte und des angrenzenden Altkristallins im Felbertal (Land Salzburg). — 241 S., 56 Abb., 49 Tab., Unveröff. Diss. ETH Zürich.
- REITZ, E. und HÖLL R.(1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. — Jb. Geol. B.-A., **131**, 329–340, 4 Abb., 2 Taf., Wien.
- SEEBER, G. und FRIEDRICH, R.(1991): Schrägschacht und Lotschacht im Vergleich.- - ISRM-Kongreß Aachen 1991, Aachen.
- SEEBER, G., SCHMITTER, M. und FRIEDRICH, R. (1990): Planung, Bemessung und Ausführung des Kraftabstieges für das Kraftwerk Uttendorf II der Österreichische Bundesbahnen. — Sonderheft zum 38. Salzburger Kolloquium-Geomechanik 1989, ÖGG, Salzburg.
- STAUB, R., (1924): Der Bau der Alpen. — Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, N. F. **52**, 272 S., 70 Abb., 7 Taf., 1 Beil., Bern.
- VÁVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen - Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb - Radiometrie. — Tübinger Geowiss. Abh. Reihe A Geol. Paläont. Strat. **6**, 150 S., 35 Abb., 10 Tab., Tübingen.

St. STEPHAN

Herkunft, Petrographie und Verwitterung der Baugesteine des Albertinischen Chores

St. Stephen. Origin, petrography
and state of weathering of the Albertinian Choir

A. ROHATSCH

mit 4 Abbildungen und 1 Beilage

Schlüsselwörter:

Stephansdom Wien

Gesteinsbestand

Verwitterungszustand

Denkmalpflege

Keywords:

St. Stephen's Cathedral, Vienna

Lithological composition

State of weathering

Protection and preservation of monuments

Adresse des Autors:

Address of the author:

Mag. Dr. Andreas Rohatsch

Institut für Bodenforschung und Baugeologie

Abteilung Baugeologie

Universität für Bodenkultur

Gregor Mendel-Straße 33

A-1180 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract	143
1. Einleitung	143
2. Methodik	144
3. Die Fassadenpläne	144
4. Der Albertinische Chor	144
4.1. Die Gesteine des Albertinischen Chores	145
4.1.1. „Atzgersdorfer“-Kalk	145
4.1.2. Pannone Sandsteine (bisher Flyschsandsteine)	149
4.1.3. Kalkarenite und Kalkrudite des Badenien	149
4.1.4. Kalkarenit von Au/Leithagebirge	150
4.1.5. Kalkarenit von St. Margarethen/Burgenland	152
5. Literatur	154

Contents

	page
Zusammenfassung, Abstract	143
1. Introduction	143
2. Methodology	144
3. Prospectus of the Facades	144
4. The Albertinian Choir	144
4.1. The rocks of the "Albertinischer" choir	145
4.1.1. Sarmatien calcareous arenites ("Atzgersdorf")	145
4.1.2. Pannonien siliciclastic arenites	149
4.1.3. Badenien calcareous arenites and rudites	149
4.1.4. Calcareous arenite from "Au/Leithagebirge"	150
4.1.5. Calcareous arenites from "St. Margarethen/Burgenland"	152
5. References	154

Zusammenfassung

Um eine Grundlage für zukünftige Restaurierungs- und Konservierungsmaßnahmen zu erhalten, wurden die Fassaden des Albertinischen Chores des Wiener Stephansdomes bezüglich der gesteinskundlichen Zusammensetzung und des Verwitterungszustandes beurteilt und auf quadergeteilten Fassadenplänen im Maßstab 1:50 aufgenommen. Die historische Altsubstanz des Albertinischen Chores stammt aus der 1. Hälfte des 14. Jahrhunderts und setzt sich im wesentlichen aus vier verschiedenen Gesteinstypen zusammen, nämlich erstens aus (geröllführenden) Kalkareniten bis Kalkruditen des Badenien vom Westrand des Wiener Beckens, zweitens aus sarmatischen Kalkareniten bis Kalkruditen (Typ „Atzgersdorfer Stein“) ebenfalls vom Westrand des Wiener Beckens, drittens aus siliziklastisch betonten Areniten des Pannonien aus dem Weinviertel und viertens aus Kalkareniten der Region Au am Leithagebirge. Für einen Großteil der Restaurierung wird seit der Mitte des 19. Jahrhunderts Kalksandstein aus St. Margarethen im Burgenland verwendet. Die Baugeschichte spiegelt sich in der Verwendung von ganz bestimmten Bausteinen wider und ermöglicht neben der Ausarbeitung der Grundlagen für die Denkmalpflege, auch Hilfestellungen für bau- und kunsthistorische Problemkreise.

Abstract

The interest focusses on the investigation of the lithological composition and the state of weathering of the building blocks of the "Albertinischer Chôr" of St. Stephen's Cathedral in Vienna. The original building material dates from the first half of the 14th century. The basis for this research was a mapping of the lithological composition and the state of weathering on a scale of 1:50. Various samples from the facades of the choir have been taken for further studies of the petrological and paleontological assemblage. By way of comparison a lot of samples from various quarries of the marginal area of the "Vienna basin" were analysed in the same way. Essentially there are four varieties of building blocks in the historical building substance, namely sarmatian and badenien grain- to rudstones (detritic limestones) from the southern region of Vienna from the western border of the "Vienna basin", calcareous detritic limestones (grainstones) from the "Leithagebirge" and pannonien siliziclastic arenites from the so-called "Weinviertel" in "Lower Austria". The material for the restoration was delivered, since the second half of the 19th century, from "St. Margarethen" in "Burgenland". The architectural history reflects in the use of specific rocks, and vice versa. The exact knowledge of the lithological characteristics in connection with the state of weathering is an

important fundamental for the protection and preservation of monuments.

1. Einleitung

Die folgende Abhandlung, die eine Kurzfassung einer Dissertation am Institut für Bodenforschung und Baugeologie (Abteilung Baugeologie) der Universität für Bodenkultur darstellt (A. ROHATSCH, 1991) und im Rahmen eines Forschungsprojektes des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt 7007 GEO) unter der Leitung von Doz. Dipl.-Ing. Dr. H. W. MÜLLER und ao. Univ. Prof. Dr. B. SCHWAIGHOFER durchgeführt wurde, ergab sich einerseits aus der Fragestellung, die Gesteine des Stephansdomes bestimmen, in der Literatur erwähnten Steinbruchgebieten zuzuordnen und die Angaben von A. KIESLINGER (1949) zu dieser Thematik mit moderneren Methoden zu überprüfen, andererseits sollte der gegenwärtige Zustand der Chorfassaden, sichere historische Bausubstanz und bereits restaurierte Bereiche dokumentiert werden, um den Verlust der originalen gotischen Bauteile (1304–1340) durch Verwitterungsschäden aufzuzeigen.

Außerdem sollten etwaige Bauphasen oder Abschnitte einer bevorzugten Gesteinsverwendung dokumentiert und untersucht werden, um Aussagen über zeitliche und regionale Verbreitung, sowie die Verfügbarkeit von bestimmten Gesteinstypen, im Vergleich mit anderen sakralen Bauwerken, treffen zu können.

Nach den Angaben von A. KIESLINGER (1949) besteht dieser Teil des Domes vorwiegend aus „Auerstein“ (Au/Leithagebirge) und „Wiener Sandstein“ (Sandsteine der Flyschzone, „Schleifstein“ der Steinmetze) vermutlich aus Höflein an der Donau. Desgleichen erwähnt er das Vorkommen von „Torton“ Wien-Süd und sogenannten „Atzgersdorfer Stein“ (Sarmatien) aus den, südlich von Wien gelegenen Steinbruchgebieten Atzgersdorf, Hietzing, Hetzendorf, Liesing, Maria Enzersdorf und Brunn/Gebirge. Diese Steinbrüche lieferten, wie durch Urkunden belegt werden konnte, Füllsteine und Quader bereits seit dem Beginn des 15. Jahrhunderts (K. UHLIRZ, 1902, S. XVII). Ältere Belege wurden leider nicht überliefert, aber es ist anzunehmen, daß besagte Steinbruchgebiete wesentlich älteren Ursprunges sind, da es auch Hinweise für eine römische und romanische Nutzung dieser und ähnlicher Gesteine im Wiener Stadtgebiet und entlang des Ostalpenrandes gibt.

Weil für einen Baustein im 14. Jahrhundert wegen hoher Transportkosten und anderer Schwierigkeiten, wie etwa Straßen- und Wegebau, Verstärkung der Brücken und ähnliches, bei so umfangreichen Baumateriallieferungen eher kurze Transportwege zu er-

warten sind, erfolgte die Suche entsprechender Gesteine in den bekannten alten Steinbruchgebieten und in einigen Baugruben im Stadtbereich von Wien und in der nächsten Umgebung. Der heutigen dichten Verbauung wegen war dies ein nicht sehr erfolgversprechendes Unterfangen. Es wurden daher auch verschiedene Gesteinssammlungen (z. B. Sammlung von A. KIESLINGER am Geol. Inst. d. TU-Wien) nach diesen Gesteinen durchgesehen und beprobt. In weiterer Folge führten die Exkursionen entlang des Westrandes des Wiener Beckens nach Süden bis Wöllersdorf (NÖ), ins Leithagebirge (NÖ, Bgld.), ins Ruster Hügelland (Bgld.), in die Umgebung des Steinberges zwischen Zistersdorf und Maustrenk (NÖ) und in das Gebiet von Hundsheim und Bad Deutsch Altenburg (NÖ).

Eine andere Möglichkeit, die in Betracht gezogen werden mußte ist die Verwendung von Quadern aus „sekundärer Lagerstätte“, da im 12. und 13. Jahrhundert Teile der römischen Lagerbefestigung, wie anderer Bauten auch, obertags noch anzutreffen waren und zu allen Zeiten gerne als „Steinbrüche“ dienten.

2. Methodik

Als Arbeitsgrundlage wurden gesteinskundliche Aufnahmen an den eingerüsteten Fassaden des Chores im Maßstab 1:50 vorgenommen. Um eine übersichtliche und doch aussagekräftige Darstellung der verschiedenen Naturbausteinvarietäten zu erreichen, mußten, wie bei einer geologischen Karte, verschiedene Gesteine zu Gruppen zusammengefaßt und einige Generalisierungen vorgenommen werden.

Für die petrographische Bearbeitung der Gesteinsproben des Chores wurden möglichst wenig verwitterte Handstücke und Bohrkerne herangezogen. Für erste Beobachtungen wurde von jeder Probe ein Dünnschliff angefertigt. Zur Ergänzung erfolgten Bestimmungen des Gesamt-CaCO₃ Gehaltes mittels dem Röntgendiffraktometer.

Ein Teil jeder Probe wurde, nach den in der Sedimentologie üblichen Methoden, für Schwermineraluntersuchungen aufbereitet. Pro Präparat wurden jeweils mindestens 300 transluzente Minerale unter dem Polarisationsmikroskop bestimmt. An den siliziklastisch betonten Sandsteinen wurde außerdem die Korngrößenverteilung bestimmt.

Als zusätzliche Methode, die einen Beitrag zur Frage der Herkunft, beziehungsweise zur Vergleichbarkeit von Baugesteinen liefern könnte, wurden bei foraminiferenreichen Gesteinsproben diese Organismen weitgehend, zumindest auf Gattungsniveau bestimmt und bezüglich ihrer Schalensubstanz beurteilt. Eine prozentuelle Auswertung und graphische Darstellung der Ergebnisse erfolgte erst ab mindestens 200 Stück bestimmte Foraminiferen.

3. Die Fassadenpläne

Als Grundlage für die Erstellung der Fassadenpläne dienten photogrammetrische Aufnahmen des Stephansdomes, die in den Jahren 1987/88 unter Zuhilfenahme einer Hebebühne der Wiener Feuerwehr im Rahmen eines Forschungsprojektes (FWF-Projekt Nr. 4769) durchgeführt wurden. Die photogrammetrischen Aufnahmen erfolgten mit der Meßbildkamera UMK der Firma Jenoptik (Jena) mit einem Bildformat 13 x 18 cm. Die Aufnahmemarbeiten wurden von den Mitarbeitern der Abteilung Baugologie (B. SCHWAIGHOFER, H. W. MÜLLER, F. OTTNER und W. KALMAN) gemeinsam mit dem Institut für Vermessungswesen und Fernerkundung (W. SCHNEIDER) der Universität für Bodenkultur vorgenommen (H. W. MÜLLER, B. SCHWAIGHOFER, W. KALMAN & F. OTTNER, 1990).

Ein wesentliches Kriterium für die Aufnahmemarbeiten war die „steingerechte“ Darstellung der Fassaden, welche die zum Teil unvollständigen Pläne der Dombauhütte nicht aufwiesen, um die Lage der einzelnen Bausteinquadern bei der gesteinskundlichen Kartierung zueinander nachvollziehen zu können. Eine absolute Lagegenauigkeit der Quader bezüglich eines Koordinatensystems war für diese Fragestellung nicht erforderlich. Die Negative wurden aus finanziellen Gründen nicht stereoskopisch ausgewertet, sondern mittels Stahlbandmessungen von Sperrmaßen (Breite und Höhe der Fenster, etc.) auf den ungefähren Maßstab 1:50 vergrößert.

Insgesamt wurden etwa 95% der Fassaden und Türme des Stephansdomes bis zu einer Höhe von 56 Metern mit ca. 200 Meßbildern erfaßt, die zu ungefähr 70% stereoskopisch ausgewertet werden können. Die Negative der Meßbilder werden zukünftig im Bundesdenkmalamt archiviert und können in weiterer Folge für finanziell aufwendige, hochwertige Bauaufnahmen herangezogen werden.

4. Der Albertinische Chor

Der Albertinische Hallenchor, benannt nach Herzog Albrecht II., gliedert sich in drei Bereiche, den nordöstlichen Frauenchor, den südwestlichen Apostelchor und den mittleren Chor, der vermutlich dem Hl. Stephanus geweiht wurde. Der Mittelchor ragt mit seiner Apsis über die beiden Seitenchöre hinaus. Die Untersuchungen beschränken sich vorläufig auf den eingerüsteten Apostelchor und auf einen Teil des Mittelchores. Die Benennung der Strebebögen erfolgte nach dem Koordinatensystem der Dombauhütte (A. KIESLINGER, 1949:25).

Wie bereits erwähnt, wurde der Chor in den Jahren von 1304 bis 1340 errichtet, nachdem oder währenddessen der romanische Vorgängerbau des 13. Jahrhunderts abgetragen wurde, weil er den räumlichen, architektonischen und kirchenpoliti-

schen Ansprüchen und Vorstellungen der Gotik nicht mehr entsprach. Unter König Albrecht I. wurden erste Vorbereitungen, wie zum Beispiel die Beschaffung des Bauplatzes, getroffen. Der Bau des Chores nimmt nach M. ZYKAN (1981:42ff.) erst ab 1323 ein umfangreicheres Ausmaß an. Vorher bestand vermutlich eine längere Bauunterbrechung. Die Chorweihe fand am 23. April 1340 unter Herzog Albrecht II. statt.

Die Fundamente wurden als Gußmauerwerk zwischen Steinschalen aus Bruchsteinmauerwerk aufgeführt. Das aufgehende Mauerwerk ist ebenfalls Guß- oder Füllmauerwerk mit Quaderverblendung an den sichtbaren Bereichen. An den nicht einsehbaren Bereichen, zum Beispiel innen über den Gewölben, besteht die Mauerschale aus Bruchsteinen. Im aufgehenden Mauerwerk lassen sich zumindest vier Phasen der Naturbausteinverwendung beobachten.

Im untersten Bereich, etwa bis zu den Sohlbänken der Fenster beziehungsweise den untersten Gesimsen der Strebpfeiler wurden vor allem Quader aus geröllführenden Kalkareniten und Kalkruditen des Badenien, A. KIESLINGER's „Torton“ Wien-Süd, verwendet. Hierbei handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um das wiederverwendete Abbruchmaterial des romanischen Chores oder des romanischen Karners. Die Hypothese, daß es sich hierbei um romanische Spolien handelt, kann einerseits durch den Vergleich mit dem am Dom vorkommenden sicheren romanischen Altbestand (z. B. Heidentürme und Westwerk) und andererseits mit den Vergleichen an anderen romanischen Kirchen (z. B. Michaelerkirche Wien I) im Wiener Raum erhärtet werden. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich auch um die früheste Bauphase aus der Zeit zwischen 1304 und 1323.

Darüber folgen „Atzgersdorfer“ Kalkarenite und Kalkrudite sowie „Götzendorfer“ Sandsteine (bis jetzt „Flyschsandsteine“ aus Höflein/Donau). Die „Götzendorfer“ Sandsteine wurden mit Vorliebe an den Kanten der Strebpfeiler eingebaut, da sie offensichtlich für das besser haltbare, verwitterungsresistentere Material angesehen wurden.

In den obersten Bereichen, ab dem Kämpferbereich der Spitzbogenfenster und darüber, wurden, aus bis jetzt unbekanntem Gründen, bis auf einige Ausnahmen praktisch nur mehr Kalkarenite der Region Au am Leithagebirge verwendet. Für die Steinbrüche um Mannersdorf, Au beziehungsweise Leithagebirge im allgemeinen sind für Steinlieferungen Daten ab dem Jahr 1404 bezeugt (Kirchenmeisterrechnungen, K. UHLIRZ 1902). Diese deutliche Zäsur im Materialwechsel ist mit einer Planänderung in Verbindung zu bringen und stellt mit einem Rückbau im Bereich der Fenstergewände und einer, für den Bauhistoriker (mündl. Mitt. G. SEEBACH) erkennbaren, Änderung im Gewölbeansatz mit Si-

cherheit eine Bauphase dar.

Theoretisch wäre nach der unterschiedlichen lithologischen Zusammensetzung eine längere Bauunterbrechung oder eine Zerstörung der oberen Bereiche der Südfassade denkbar. Ein Hinweis für eine Zerstörung wäre die Tatsache, daß im Bereich des Fensters zwischen den Strebpfeilern J und 13 die Laibung des Fensters vollständig, bis auf drei Werkstücke, bis zum Spitzbogen, in Atzgersdorfer Kalksandsteinen und Götzendorfer Sandsteinen erhalten ist. In diesem Bereich bestehen nur die letzten drei bis vier Quaderreihen unter der Balustrade aus „Auerstein“, was im Vergleich mit dem Bereich der Pfeiler zwischen 8 und J/ auf einen ungleichen Baufortschritt schließen lassen müßte. Als einen Hinweis für eine längere Bauunterbrechung, aus welchen Gründen auch immer, könnte die etwa gleiche Höhe des Auftretens von Auerstein im Bereich zwischen den Pfeilern 8 und J/ verbunden mit dem Rückbau der Fenstergewände bewertet werden.

Gegen eine längere Bauunterbrechung, etwa eine Fertigstellung dieses Bereiches gemeinsam mit den Arbeiten am Südturm gegen Ende des 14. und Beginn des 15. Jahrhunderts, spricht der kunsthistorische Befund an den Wasserspeiern und den Wasserspeiersockelfiguren. Nach R. WLATTNIG (Landesmuseum Kärnten; mündl. Mitt.) sind die Wasserspeierkonsolen zweifelsfrei in die erste Hälfte des 14. Jahrhunderts (1330/40) zu datieren. Die einfachste Erklärung wäre die, daß zu diesem Zeitpunkt die altbewährten, bis jetzt verwendeten Gesteine nicht mehr zur Verfügung standen.

Interessante Erkenntnisse für diese Fragestellung sind nach der Aufnahme des restlichen Abschnittes, der derzeit nicht eingerüsteten Außenfassaden, sowie der Innenfassaden zu erwarten.

Als vierte Phase der Gesteinsverwendung folgen jene Bauteile, die im Zuge der Restaurierungen seit dem vorigen Jahrhundert ersetzt wurden (z. B. Fialen mit Kreuzblumen und Krabben, Wasserspeier, Balustrade, aber auch Quader und Teile des Maßwerkes). Das Restaurierungsmaterial wird seit der Mitte des 19. Jahrhunderts (1841) im wesentlichen aus St. Margarethen im Burgenland (Ruster Hügelland) bezogen.

4.1. Die Gesteine des Albertinischen Chores

4.1.1. „Atzgersdorfer“-Kalkarenit

Unter dem Begriff „Atzgersdorfer“ Sandsteine und Kalksandsteine werden jene Gesteine des Sarmatien zusammengefaßt, die ehemals in den großräumig angelegten Steinbrüchen in Atzgersdorf aufgeschlossen waren und für Bauzwecke abgebaut wurden, sowie jene Gesteine, deren petrographische Zusammensetzung und stratigraphische Stellung vergleichbar ist.

Am Albertinischen Chor können zumindest drei Varietäten dieses Gesteines unterschieden werden. Erstens ein mittel- bis grobkörniger, geröllführender Kalkarenit, der zum Großteil aus kleinen Molluskenschalenbruchstücken, Rindenkörnern, Foraminiferen und Quarz besteht und sedimentäre Strukturen wie zum Beispiel Kreuzschichtung und ebene Schichtung aufweist. Als zweite Varietät ein mittel- bis grobkörniger Oolith, der vorwiegend aus Ooiden, Foraminiferen und Quarz aufgebaut wird, und drittens mittel- bis grobkörnige Kalkarenite bis Kalkrudite mit Bivalven- oder Gastropodenlumachellen, die am Albertinischen Chor nur für die Kragsteine Verwendung gefunden haben.

Varietät 1 feinkörnige Lumachelle

Es handelt sich bei dieser Varietät um Gesteine mit Übergängen von einem komponentengestützten Arenit bis Rudit (grainstone – rudstone). Die Variabilität dieses Gesteinstypus ist nicht nur in der Korngröße relativ groß, sondern auch in bezug auf seine Porosität. Stellenweise ist die Porosität so hoch, daß praktisch keine Matrix zwischen den Partikeln vorhanden ist und diese nur mehr an den Berührungspunkten und in den Zwickeln durch kalzitischen Zement verkittet sind. Diese hohe Porosität wurde durch Lösung der ursprünglichen Matrix hervorgerufen, da auch alle Schalenreste stark rekristallisiert oder gelöst vorliegen und oft nur mehr durch ihre randlich mikritischen Säume kenntlich sind. In einigen Proben konnten mehrere Zementgenerationen beobachtet werden, die sich offensichtlich auch bezüglich ihres Chemismus unterscheiden. Die ersten und somit älteren Zementgenerationen weisen im gefärbten Dünnschliff (Hexacyanoferrat-III und Alizarin-S) eine rote Farbe, die zweiten jüngeren Generationen im Anfangsstadium eine blauviolette Färbung auf. Nach den Untersuchungen von R. C. LINDHOLM & R. B. FINKELMAN (1972) ist die rote Farbe für Kalzite mit einem FeO-Gehalt ≤ 0.3 Gew.-%, die blauviolette Färbung für Kalzite mit einem FeO-Gehalt von 1.5–2.5 Gew.-% kennzeichnend. Interessant ist der Umstand, daß ein Großteil der Molluskenschalen erst in der jüngeren Phase der Diagenese gelöst und rekristallisiert wurden.

Häufig findet man in diesem Gestein graue, grau-braune und grünlichbraune Quarzsandsteingerölle bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser. Es dürfte sich bei diesen Sandsteinen wohl um „Flyschsandsteine“ handeln, obgleich Untersuchungen der Gerölle noch ausstehen und im Falle einer etwas südlicheren Herkunft der Quader auch Sandsteine der Gosau-Formation in Frage kämen. Bereichsweise angereichert findet man Steinkerne von Gastropoden.

Varietät 2 Oolith

Dieses gelbbraune Gestein wird vorwiegend aus ein- bis dreischaligen, oft radiärstrahligen Ooiden aufgebaut. Als Kerne für die Ooide dienen Foraminiferen, Echinodermenspat, Quarz und Molluskenschalenbruchstücke. Die Komponenten werden durch mehrere Kalzizementgenerationen verbunden. Auch hier können Unterscheidungen bezüglich des Chemismus der Kalzite vorgenommen werden.

Varietät 3 Bivalven-Gastropodenlumachelle

Dieser Kalkrudit fällt durch seine großen (bis ca. 3 cm) Bivalven und Gastropoden in Steinkernerhaltung auf. Die Schalensubstanz wurde bis auf wenige Ausnahmen fast vollständig gelöst, daher weist dieser Typ eine sehr großräumige Porosität auf. Eingebettet wurden die Molluskenschalen in einen quarzreichen Arenit, in dem neben Quarz (mono- und polykristallin) auch Ooide, Foraminiferen, Corallinaceenbruchstücke, Bryozoenreste, Rindenkörner und Echinodermenspat vorkommen. Bereichsweise sind noch Reste der ursprünglichen mikritischen Kalkschlamm-Matrix konserviert. Daneben finden sich Gerölle von Quarzsand- und Quarzsiltsteinen, mikritischen Kalcken, polykristallinem Kalzit, Hornstein sowie Gerölle eines Nubecularien-reichen Mikrites. Die Komponenten werden von Mikritsäumen oder einigen wenigen Ooidschalen umgeben. Im gefärbten Dünnschliff sind mehrere Zementgenerationen zu beobachten, die mit dem nachfolgenden Diageneseschema eine gute Übereinstimmung aufweisen. Um die Komponenten ist bereichsweise noch der feinkörnige, kurzsäulige Kalzit (Stadium 3) überliefert, der von kleinblockigem Kalzit (Stadium 4) überwachsen wird. Die Stadien 3 und 4 sind durch Fe-armen Kalzit charakterisiert. Stadium 5 wird durch stellenweise vorkommende Lösungsfronten belegt. In Stadium 6 beginnen Fe-reiche, feinkörnige Kalzite zu sprießen, die in ihrem weiteren Wachstum immer Fe-ärmer werden (Zonarbau).

Die Schwerminerale

Da die „Atzgersdorfer“ Kalksandsteine einen Anteil von durchschnittlich 10 Prozent siliziklastischen Detritus enthielten, erschien eine Aufbereitung in schwermineralogischer Hinsicht durchaus vielversprechend. Tatsächlich genügten Probenmengen von 10 Gramm gesiebttem Material, um eine ausreichende Anzahl an transluzenten Schwermineralen zu gewährleisten.

Schwermineralassoziatiön: Granat (33–55%) – Zirkon (13–21%) – Turmalin (2–6%) – Epidotgruppe (6–22%).

Das häufigste Mineral dieser Spektren ist der Granat, gefolgt von Zirkon und Mineralen der Epidot-

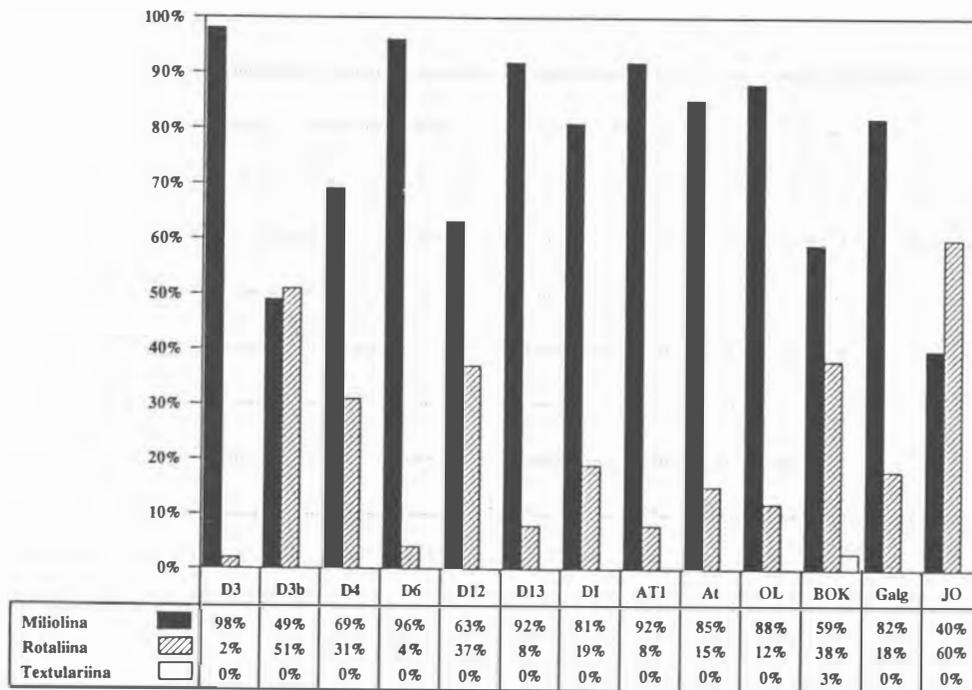


Abb. 1: Zusammensetzung der Foraminiferenfauna bezüglich der Schalensubstanz.

D ... Stephansdom, AT+OL ... Atzgersdorf, BOK ... Türkenschanze, Galg ... Galgenberg bei Hauskirchen, JO ... Johnstraße Wien XV.

Fig. 1: Distributions of foraminiferids relating to the wall structure of their tests.

gruppe (Epidot, Zoisit, Klinozoisit). Farblose Zoisite und Klinozoisite sind wesentlich häufiger zu beobachten als grüne Pistazite. Die zum Teil beachtlichen Gehalte an Mineralen der Epidotgruppe sprechen für jüngeres Sarmatien. Ein weiteres wichtiges Mineral ist der Rutil mit einem Anteil bis zu 10%. Die grünen Amphibole erreichen Werte um die 10%.

Die Foraminiferen

Die Foraminiferenfauna setzt sich vorwiegend aus Gattungen der Unterordnung Miliolina zusammen. Neben spiro-, tri- und quinqueloculinen Vertretern können *Dentritina* sp. und *Nubecularia* sp. beobachtet werden. Von der Unterordnung Rotaliina sind vorwiegend die Elphidiidae vertreten. Textulariina fehlen in den untersuchten Dünnschliffen. Für die Miliolidschaler wurden Werte zwischen 63% und 96% ermittelt. Bei den Miliolina kommen auch sessile und agglutinierende Gattungen vor. Die Foraminiferen mit kalkig-perforater Gehäusestruktur weisen Gehalte zwischen 4% und 37% auf. Folgende Genera konnten bestimmt werden:

Miliolina:

Dentritina sp.
Peneroplis sp.
Sinuloculina sp.
Spiroloculina sp.
Cycloforina sp.
Triloculina sp.

Quinqueloculina sp. (div. sp.)

Quinqueloculina akneriana d'ORBIGNY

Quinqueloculina cf. *agglutinans*

Pyrgo sp.

Nubecularia sp.

Rotaliina:

Ammonia ex. gr. *beccarii* (LINNAEUS, 1758)

Elphidium sp.

Protelphidium ex. gr. *granosum* (d'ORBIGNY, 1826)

Elphidium aculeatum (d'ORBIGNY, 1846)

Bolivina sp.

Zur Diagenese

Durch den Vergleich von gefärbten Dünnschliffen konnte eine weitgehende Übereinstimmung im Zementationsgeschehen festgestellt werden.

1. Stadium: Sedimentation von kalkigen Barrensanden in flachem, bewegtem Warmwasser (interbis flach subtidal) unter Ausbildung von Schrägschichtungen und Strömungsrippeln. Die Wassertiefe beträgt bis zu ungefähr 10 Metern. Auf eine höhere Wasserenergie weisen unter anderem zerbrochene und abgerollte Molluskenschalen, Lumacheln und Ooide hin. Bereichsweise wurden schrägschichtete Oolithe mit Meniskuszement, als Hinweis für vadose Verhältnisse, sedimentiert. Auch die Zusammensetzung der Foraminiferenfauna spricht für warme, „flachmarine“ Verhältnisse. Da in einigen Bereichen der Dünnschliffe mikritischer Kalkschlamm konserviert wurde, kann man zumindest für

einen Teil des Sedimentationsraumes die Einbettung der Partikel in einen feinkörnigen Kalkschlamm annehmen.

2. Stadium: In diesem Stadium gelangen die Barrensande in einen ruhigeren Abschnitt ihrer Genese mit einer verringerten Wasserzirkulation in den Porenräumen. Die Partikel werden unter Mitwirkung von Cyanophyceen teilweise mikritisiert, ansonsten werden die Komponenten kaum verändert.

3. Stadium: Die Wasserzirkulation in den Porenräumen wird wieder verstärkt und es beginnt ein feinkörniger, radialer, kurzsäuliger Kalzit um alle Partikel zu sprießen. In den vorliegenden Fällen findet sich rot gefärbter Kalzit mit einem FeO-Gehalt ≤ 0.3 Gew.-%. Die Porenräume bleiben im wesentlichen noch offen. Wahrscheinlich erfolgte auch in diesem Stadium die Auswaschung des mikritischen Kalkschlammes.

4. Stadium: In diesem Stadium wachsen fein- bis grobkörnige blockige Kalzite (Süßwassereinfluß?) um den feinkörnigen Kalzitsaum des dritten Stadiums und verfüllen die Porenräume. Es handelt sich in den beobachteten Fällen um Kalzite mit einem FeO-Gehalt ≤ 0.3 Gew.-%.

5. Stadium: In diesem Stadium entsteht diebereichsweise hohe Lösungsporosität unter Süßwassereinfluß und phreatischen Bedingungen mit einer teilweisen bis vollständigen Lösung von Schalensubstanzen und den in Stadium 3 und 4 gebildeten Zementen.

6. Stadium: Es beginnen feinblockige Kalzite zu sprießen, die gegen die Mitte der Porenräume zu an Größe zunehmen. Interessant ist der Wechsel in der chemischen Zusammensetzung des Porenwassers, welches im Anfangsstadium einen FeO-Gehalt von $1.5 - \geq 2.5$ Gew.-% (blauviolette bis blaue Kalzite im gefärbten Dünnschliff) aufweist, zu einer Lösung mit einem FeO-Gehalt ≤ 0.3 Gew.-%. Die Änderung in der chemischen Zusammensetzung des Porenwassers erfolgt fließend, da die Kalzite im optischen Kontinuum, allerdings mit Zonarbau, weiterwachsen. Für Fe²⁺-reiche Kalzite wird ein anoxisches Milieu angenommen (H. FÜCHTBAUER, 1988). In diesem Stadium werden vermutlich auch aragonitische Molluskenschalen und Mg-kalzitische Echinodermereste rekristallisiert, da sie in den vorliegenden Dünnschliffen eine blaue Farbe und somit erhöhte Fe-Werte aufweisen. Vorstellbar wäre hier der Einfluß des pannonischen Sees mit einem reduzierenden, anaeroben Milieu im Bereich des Hypolimnion.

Sedimentationsmilieu

Die Interpretation des Milieus des Ablagerungsraumes nach dem Faziesmodell von J. L. WILSON (1975) ergibt eine Sedimentation der Gesteine im bewegten Flachwasserbereich (Standard Mikro-

fazies Zone 6 „Plattformrandsande“; Standard Mikrofazies Typ 11, 12). Weil auch diverse sedimentäre Strukturen vorkommen ist ein inter- bis flach subtidales Ablagerungsmilieu in einer warmen Flachsee mit Wassertiefen bis rund 10 Meter anzunehmen (E. FLÜGEL 1978:410). M. E. TUCKER (1985:103) gibt für rezente Ooidbarren (z. B. Bahama-Plattform, Arabischer Golf) eine Wassertiefe meist ≤ 5 m an, die jedoch auch 10–15 Meter erreichen kann. Die artenarme, individuenreiche Foraminiferenfauna (vorwiegend porzellanschalige Foraminiferen) ist ein Hinweis für abnorme, sicher nicht vollmarine Salinität. Weil die Ooide zu einem beträchtlichen Teil radiärstrahlig ausgebildet sind, wäre in Verbindung mit der Miliolid-Fauna, eigentlich ein hypersalines Milieu zu erwarten (J. W. MURRAY, 1973). Wie sich dieser Umstand mit der Vorstellung einer generellen, fortschreitenden „Aussüßung“ des Wiener Beckens vom Badenien (vollmarin) bis ins Ober-Pannonien (limnisch-fluviatil) vereinbaren läßt (z. B. E. BRESTENSKA (Hrsg.; 1974), kann im Rahmen dieser Bearbeitung nicht genauer untersucht werden. E. BRESTENSKA (1974:245) erwähnt für den sublitoralen Bereich des älteren Sarmatiens mit einer Salinität von etwa 23‰ , Assoziationen mit überwiegend großen Milioliden. Für das jüngere Sarmatien postuliert T. CERNAJSEK (1974:462) aufgrund von Ostrakodenassoziationen, zumindest für einige Abschnitte, erhöhte, möglicherweise normalmarine Salinitätsverhältnisse.

Im Vergleich mit zahlreichen Proben aus dem Gelände sowie Literaturdaten für Foraminiferenassoziationen konnte die Dominanz von Milioliden in den Karbonatdetritus-betonten Festgesteinen bestätigt werden. In den siliziklastisch betonten Locker-sedimenten hingegen kommen vorwiegend Gattungen der Rotaliina vor. Da in den noch beobachtbaren Aufschlüssen diese beiden Fazies schichtweise abwechselnd vorkommen ist mit kurzfristigen und kleinräumigen Änderungen im Sedimentationsmilieu zu rechnen. Die siliziklastisch betonten Serien weisen gegenüber den karbonatisch dominierten Sedimenten einen höheren Detrituseintrag aus dem Hinterland auf. Bei einer in Randbereichen nicht ungewöhnlichen Abschnürung von kleinräumigen Arealen, etwa durch tektonische Verstellung, verbunden mit trockenem Klima, welches aus dem Hinterland kaum Erosionsmaterial anliefern, ist eine Zunahme des Salzgehaltes in diesen begrenzten Regionen nicht auszuschließen. Diese Hypothese läßt sich auch mit der Vorstellung der allgemeinen Tendenz einer fortschreitenden Aussüßung in den zentralen Bereichen des Wiener Beckens vereinbaren. M. E. TUCKER & V. P. WRIGHT (1990:113) verweisen auf saisonale Salinitätsschwankungen in der Bucht von Florida von 10‰ – 15‰ in der feuchten, bis zu maximal 70‰ in der trockenen Jahreszeit. Derartig extreme

Änderungen in den Lebensbedingungen setzen eine dementsprechend angepaßte, spezialisierte Flora und Fauna voraus.

Herkunft der Bausteine

Diese Gesteine kommen mit großer Wahrscheinlichkeit vom Westrand des Wiener Beckens aus dem Süden von Wien. Eine eindeutige Zuordnung zu einem Steinbruchgebiet konnte bisher noch nicht vorgenommen werden, denn dieser Gesteinstyp ist im Randbereich des Wiener Beckens relativ weit verbreitet. So konnten gesteinskundlich vergleichbare Gesteine zum Beispiel in stillgelegten Steinbrüchen am Galgenberg bei Hauskirchen (Region Steinberg bei Zistersdorf und Maustrenk; gastropodenführende Oolithe), in Wolfsthal (bei Hainburg/NÖ), am Eichkogel bei Mödling, im Bereich des Türkenschanzparkes, in einem aufgelassenen Steinbruch auf dem Truppenübungsplatz bei Bruck an der Leitha und im ehemaligen Eisenbahneinschnitt des St. Margarether Steinbruches im Burgenland beobachtet werden. Weitere Hinweise zur Lösung dieser Frage könnte unter Umständen eine geochemische Charakterisierung der unlöslichen Rückstände liefern.

Nach Angaben von A. KIESLINGER (1949) kämen als Liefergebiete die Lokalitäten Liesing, Hetzendorf, Hietzing und Atzgersdorf in Frage. Da diese Gebiete heute, mit Ausnahme von drei noch heute beobachtbaren Aufschlüssen in Atzgersdorf, dicht verbaut sind, entziehen sich diese Lokalitäten leider weitgehend einer Untersuchung.

Verwendung, Eignung und Verwitterung

Der Altbestand der Bausubstanz des bis jetzt untersuchten Teiles des Albertinischen Chores besteht etwa zu einem Viertel aus diesen Gesteinen. Die Kragsteine im untersuchten Bereich wurden aus einer besonderen Varietät, einer Bivalvenlumachelle („Muschelkalk“-Typus Türkenschanzpark), angefertigt (siehe auch A. KIESLINGER 1949:240).

Der Gesteinstyp der „Atzgersdorfer“ Kalkarenite und Kalkrudite eignet sich selbst an exponierten Stellen trotz, oder vielmehr gerade wegen der hohen Porosität mit großen, offenen Porenräumen und guter Zementation hervorragend als Baustein. Immerhin hat er mehr als 650 Jahre (Albertinischer Chor 1304–1340), in denen er den Einflüssen chemischer, physikalischer und biologischer Verwitterung ausgesetzt war, bis auf wenige Ausnahmen nahezu unbeschadet überstanden!

Die großen, offenen Porenräume ermöglichen einerseits die Austrocknung des Steines und andererseits wird im Winter der beim Gefrieren des Wassers entstehende Druck unschädlich, da die großen Porenräume kaum je vollständig mit Wasser gefüllt sind. C. W. CORRENS (1981:168, Abb. 287) gibt als

höchsten vorkommenden Druck 2200 kg/cm^2 an, bei einer entsprechenden Temperatur von -22°C . Dies ist sicher ein extremes Beispiel, doch treten bei nur -5°C Drücke um die 600 kg/cm^2 auf. Voraussetzung dafür ist aber, daß der Druck auf die Porenwand übertragen werden kann, das bedeutet, die Porenräume nahezu vollständig mit Wasser gefüllt sein müssen.

Weitere Verwendungsbeispiele für dieses Gestein findet sich an der Michaelerkirche (Wien I) an den in gotischer Zeit angebauten Strebepfeilern sowie am gotischen Chor, an der Stiftskirche in Heiligenkreuz, an der Pfarrkirche St. Othmar in Mödling, an der Spitalskirche in Mödling, an der Kirche Maria am Gestade (Wien I) und in der originalen, alten Bausubstanz der Minoritenkirche (Wien I).

4.1.2. Pannone Sandsteine (bisher Flyschsandsteine)

Die Beschreibung dieser Sandsteine entfällt, da im vorliegenden Heft ein Artikel zu diesem Gestein veröffentlicht wird (A. ROHATSCH & H. W. MÜLLER, „Zur Herkunft der sogenannten „Flyschsandsteine“ des Stephansdomes“), da sich aus organisatorischen Gründen der Redaktionsschluß dieser Reihe bis in den Herbst 1991 verzögerte und der oben erwähnte Artikel bereits im Frühjahr 1991 angenommen wurde. Eine gewisse thematische Zweigleisigkeit ließ sich daher leider nicht mehr vermeiden.

4.1.3. Kalkarenite und Kalkrudite des Badenien

Es handelt sich um corallinaceenreiche Kalkarenite oder Kalkrudite mit häufig vorkommenden Sandsteingeröllen (Quarzsandsteine und Quarzsiltsteine wahrscheinlich aus der Flyschzone) und/oder Dolomit- und Kalkklasten. Häufig sind Schrägschichtungen oder ebene Schichtungen im Zentimeter-Bereich vorhanden. Sandsteingerölle und kalkalpine Gerölle in einem Quader können relativ selten beobachtet werden. Die kalkalpin betonten Gesteine werden meist von Dolomit (vermutlich Hauptlomit) dominiert. Man findet aber untergeordnet auch verschiedene andere mesozoische Kalke und Hornsteingerölle. Im Dünnschliff finden sich vor allem Corallinaceenbruchstücke, Bryozoenreste und Echinodermenfragmente. Die Komponenten dieses sehr porösen Gesteines wurden durch fein- bis grobkörnigen Kalzit zementiert. Untergeordnet kann man feinkörnigen angularen Quarzdetritus beobachten.

Außerdem können geröllfreie Varietäten dieser Gesteine beobachtet werden. Es handelt sich um gelbliche, helle, teils dichte, teils poröse Corallinaceenkalkrudite. Im Dünnschliff sieht man vorwiegend Corallinaceenästchen. In den Schuttlagen kommen

auch Echinodermenspat, Bruchstücke von Bryozoenkolonien, Foraminiferen und Quarz vor. Weiters kann man im Dünnschliff kleine Gerölle von Quarzsiltstein beobachten, die mit freiem Auge nicht erkannt werden konnten. Die Komponenten werden von feinkörnigem Kalzit umgeben und zementiert. Schwermineralogische Untersuchungen am unlöslichen Rückstand scheiterten an der zu geringen Probenmenge. Im Rückstand finden sich vorwiegend rostrote Eisenoxide und -hydroxide, untergeordnet Quarz und Granat.

Die Foraminiferen

Folgende Foraminiferenfauna wurde im Dünnschliff bestimmt.

Textulariina:

Textularia sp.

Miliolina:

Borelis sp.

Quinqueloculina sp.

Triloculina sp.

Triloculina cf. *scapha* d'ORBIGNY

Triloculina cf. *gibba* d'ORBIGNY

Pyrgo sp.

Rotaliina:

Amphistegina hauerina d'ORBIGNY

Heterostegina sp.

Elphidium sp.

Ammonia ex. gr. *beccarii* (LINNE)

Cibicides sp.

Asterigerinata sp.

Eponides sp.

Heterolepa sp.

Sphaerogypsina sp.

Bolivina sp.

Uvigerina sp.

„*Globigerina*“ sp.

Herkunft der Baugesteine

Es handelt sich um Vertreter einer Fazies vom Westrand des Wiener Beckens aus dem Süden von Wien, aus dem Grenzbereich Nördliche Kalkalpen und Flyschzone. Die rein kalkalpin beeinflussten Varietäten könnten auch aus etwas südlicheren Regionen herkommen, andererseits könnten aber auch lokale Änderungen der Strömungsrichtung oder tektonischen Verstellungen im Hinterland zu einem Wechsel des Geröllspektrums innerhalb eines Steinbruchbereiches geführt haben (z. B. Rauchstallbrunngraben bei Baden). Fazial besteht durchaus eine Ähnlichkeit mit den sogenannten „Wöllersdorfer Leithakalken“, wenngleich diese in den untersuchten Bereichen einen nicht so hohen siliziklastischen Anteil aufweisen. Besser vergleichbar wären zum Beispiel die geröllführenden Corallinaceenkalkrudite aus der Region Rauchstallbrunngraben bei Baden, die

im Jahre 1903 noch beobachtet werden konnten (Th. FUCHS & F. X. SCHAFFER, 1903).

Die Steinbrüche im Rauchstallbrunngraben bei Baden erschließen eine vorwiegend grobklastische Entwicklung aus dem Randbereich des Wiener Beckens. Im „Oberen Steinbruch“ sind ca. 10 m mächtige kreuzgeschichtete Konglomerate (Gerölle vw. Flyschsandsteine) über einem ungefähr zwei Meter mächtigen, gelbbraunen, schluffigen Sandhorizont zu beobachten. Unterhalb dieses Sandes ist ein Seeigel (*Clypeaster* sp.)-reiches, kompaktes Konglomerate aufgeschlossen. Eine kurze Beschreibung des Steinbruches mit einer Aufschluß-Skizze gibt B. PLÖCHINGER (1974:106–107). Zu Beginn des 20. Jahrhunderts beschreiben Th. FUCHS & F. X. SCHAFFER (1903) unterhalb des letzterwähnten Schichtgliedes eine etwa zwei Meter mächtige Bank von „reinem, dichten Nulliporenkalk“, die im heutigen Steinbruchgelände nicht mehr zu beobachten ist. Es finden sich allerdings auf dem Wege zum oberen Steinbruch immer wieder Lesesteine und kleinräumige Aufschlüsse diese Corallinaceenkalkrudites. Im „Unteren Steinbruch“ – beckenwärts – verzahnen sich diese strandnahen Sedimentgesteine, nach einer generellen Korngrößenabnahme, mit Bryozoenreichen Mergeln.

Verwendung, Eignung und Verwitterung

An den untersuchten Fassaden des Albertinischen Chores kommen diese Gesteine fast ausschließlich in den untersten Bereichen als wiederverwendetes romanischen Abbruchmaterial vor. Auch an den anderen romanischen Bauteilen des Stephansdomes, wie zum Beispiel den Heidentürmen und im Westwerk, nimmt dieses Gestein einen bedeutenden Stellenwert ein.

Vergleichbare Gesteine an anderen sakralen Bauwerken finden sich unter anderem an der romanischen Bausubstanz der Michaelerkirche (Wien I), der Virgilius Kapelle (mündl. Mitt. und Probenmaterial von F. OPFERKUH), der Pfarrkirche St. Othmar (Mödling), der Pfarrkirche in Brunn/Gebirge (Hl. Kunigunde) und der Pfarrkirche in Perchtoldsdorf (Hl. Augustin). Dieser Gesteinstyp war ein ausgesprochen wichtiges und geeignetes Baumaterial der Romanik und Gotik im Wiener Raum. Nur selten weisen die Quader an den oben genannten Bauwerken stärkere Verwitterungserscheinungen (vorwiegend Lösungsverwitterung) auf.

4.1.4. Kalkarenit von Au/Leithagebirge

Der von A. KIESLINGER (1949:51) erwähnte „Auerstein“ könnte, seiner Meinung nach, auch aus Mannersdorf oder Loretto geliefert worden sein, was, bei der geringen Distanz dieser Lokalitäten, von geringerer Bedeutung sein dürfte. Bei diesen Na-

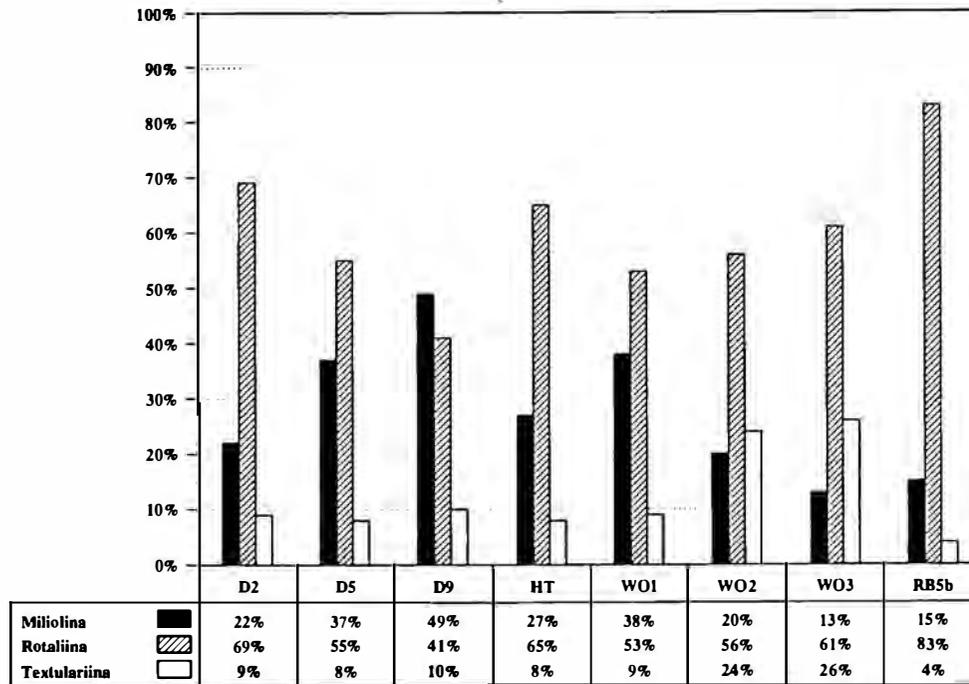


Abb. 2: Zusammensetzung der Foraminiferenfauna bezüglich der Schalensubstanz. D+HT ... Stephansdom, WO ... Wöllersdorf, RB ... Rauchstallburnngraben bei Baden.
Fig. 2: Distributions of foraminiferids relating to the wall structure of their tests.

turbaustein handelt es sich um, im Sarmatien oder Pannonien aufgearbeitete und umgelagerte, detritäre „Leithakalke“. Auch bei diesen Gesteinen wird die Methode der Foraminiferen-Faunenzusammensetzung bezüglich der Schalensubstanz ausschließlich für den Zweck eines zusätzlichen Vergleiches für die Herkunftsbestimmung und Gesteinszusammensetzung angewandt.

Es handelt sich bei diesen Gesteinen um poröse, fein- bis mittelkörnige, lichtbeingelbliche, weitgehend homogene Kalkarenite. Im Dünnschliff erkennt man vorwiegend kleine Corallinaceenbruchstücke, außerdem Echinodermenspat, Bruchstücke von Bryozoenkolonien, diverse Foraminiferen und Quarz (mono- und polykristallin, ca. 10%). Die Partikel wurden durch feinstkörnigen Kalzit zementiert. Die Porenräume sind häufig größer als die umgebenden Partikel, was auf eine sekundäre, durch Lösungsvorgänge hervorgerufene Porosität hinweist. Die Foraminiferenfaunen sind in dieser Zusammensetzung dem Badenien zuzuordnen, es finden sich keine Hinweise auf jüngere, etwa sarmatische, Faunenelemente. Es dominieren in allen Dünnschliffen Foraminiferen mit kalkig-perforater Schalensubstanz (76–89%). Bei den Miliolina können Häufigkeiten zwischen 2% und 6% angegeben werden. Die Unterordnung der Textulariina ist mit 7–17% vertreten. Eine stratigraphische Einstufung dieser Gesteine ist trotz guter Erhaltung der meisten Foraminiferen problematisch, da zum Beispiel in den pannonen Kalkareniten von Steinbrunn eine vergleichbar gut erhal-

tene, sicher umgelagerte Badenien-Fauna überliefert ist.

Textulariina:

Textularia sp.
triserial aggl. sp.

Miliolina:

Quinqueloculina sp.
Triloculina sp.
Pyrgo sp.

Rotaliina:

Amphistegina sp.
Elphidium sp.
Rotalia sp.
Heterolepa sp.
Cibicides lobatulus (WALKER & JACOB)
Cibicides sp.
Asterigerinata sp.
Eponides sp.
Sphaerogypsina sp.
Bolivina sp.
Uvigerina sp.
Globigerina sp.

RDA-Mineralogie

Bei acht Proben wurde der Gesamtmineralbestand mit dem Röntgendiffraktometer untersucht. Das häufigste Mineral in diesem Gestein ist, wie erwartet, der Kalzit. Daneben sind kleine "peaks" von Quarz zu beobachten ($\leq 10\%$). Um den siliziklastischen Anteil röntgenographisch besser erfassen zu können, wurde Probenmaterial gelöst. Im

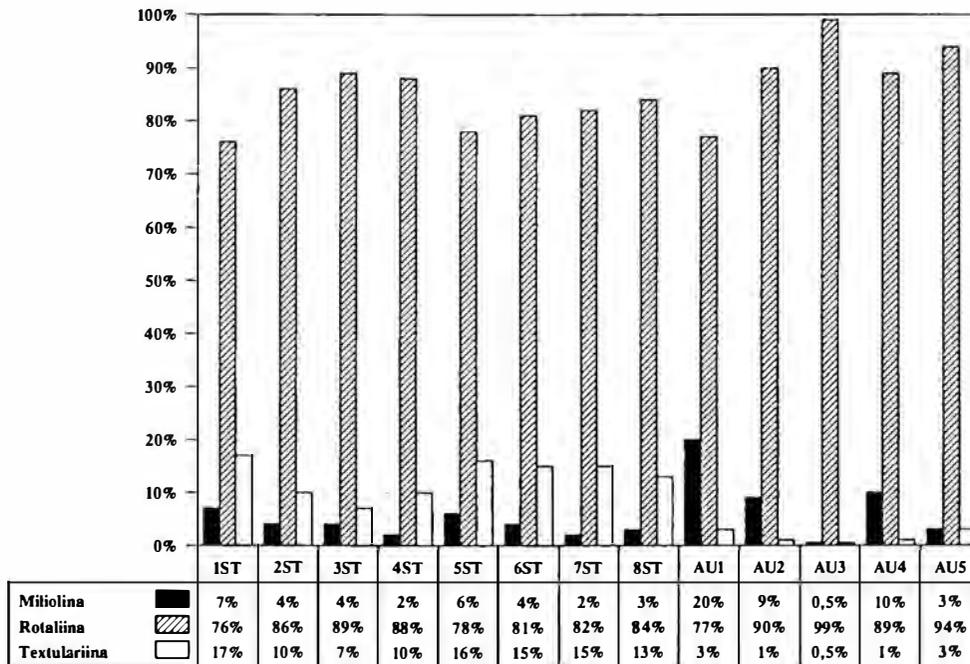


Abb. 3: Zusammensetzung der Foraminiferenfauna bezüglich der Schalensubstanz.
ST ... Stephansdom, AU ... Steinbruch Au am Leithagebirge.

Fig. 3: Distributions of foraminiferids relating to the wall structure of their tests.

unlöslichen Rückstand findet sich vorwiegend Quarz ($\geq 80\%$) neben Plagioklas und Muskowit.

Die Schwerminerale

Die Schwermineralspektren werden von Granat dominiert (durchschnittlich 74%). Daneben treten Zirkon, Turmalin, Rutil, Klinozoisit und grüne Amphibole in geringen Prozentsätzen auf. Wegen des geringen Anteiles der Schwerefraktion, in der außerdem noch geringen zur Verfügung stehenden Probenmenge, konnten nur zwischen 150 und 270 transluzente Minerale je Präparat bestimmt werden. Die Spektren zeigen eine gute Übereinstimmung mit dem authentischen Probenmaterial aus dem Gelände. Dieses Ergebnis muß man jedoch in seiner Bedeutung einschränken, da derart gut vergleichbare Spektren auch an anderen Lokalitäten des Leithagebirges zu erwarten sind und auch gefunden wurden. Jedenfalls ist ein Liefergebiet der Baugesteine vom Westrand des Wiener Beckens eindeutig auszuschließen.

Herkunft der Baugesteine

Mit großer Wahrscheinlichkeit kommen diese Gesteine aus Au am Leithagebirge. In der Region von Au, Stotzing und Loretto befinden sich zahlreiche, zum Teil recht alte (jedenfalls romanisch - z. B. Leithaprodersdorf) Steinbrüche in Kalkareniten und Kalkruditen des Neogen.

Verwendung, Eignung und Verwitterung

Dieses Gestein kommt in den oberen Bereichen des Albertinischen Chores vor (Quader). Wegen seiner Homogenität und leichten Bearbeitbarkeit war der „Auerstein“ ein geschätzter Bildhauer- und Baustein. Er weist am Dom relativ geringe Lösungs- oder andere Verwitterungserscheinungen auf. Viele der Wasserspeiersockel bestehen noch aus diesen Gesteinen und sind somit wertvolle, erhaltenswerte gotische Originale. Im Bereich des Frauenchores und des nordöstlichen Mittelchores befinden sich zumindest noch fünf Wasserspeier aus originaler Altsubstanz, die sich aber mangels einer Baugerüstes einer eingehenden Untersuchung entziehen.

4.1.5. Kalkarenit von St. Margarethen/Burgenland

Es handelt sich um einen gelbbraunen bis hellgrauen, fein- bis grobkörnigen, sehr porösen Kalkarenit (grainstone, Biosparit) der „Oberen Sandschalerzone“ (FUCHS, 1965:166), welcher auch Rhodolithen (kugelig gewachsene Rotalgenkolonien) und verschiedene Bivalven (z. B. *Ostrea* sp., *Pecten* sp., *Chalmys* sp., etc.) aufweist.

Als Hauptgemengteile kommen in den Dünnschliffen Corallinaceenbruchstücke vor. Daneben findet man Echinodermenreste mit syntaxialem Rindenzement, Serpulidenröhren, Foraminiferen, Bryozoenreste und Quarz (bis zu 10%). Die Komponenten werden durch feinkörnigen Kalzit zementiert. Bei den

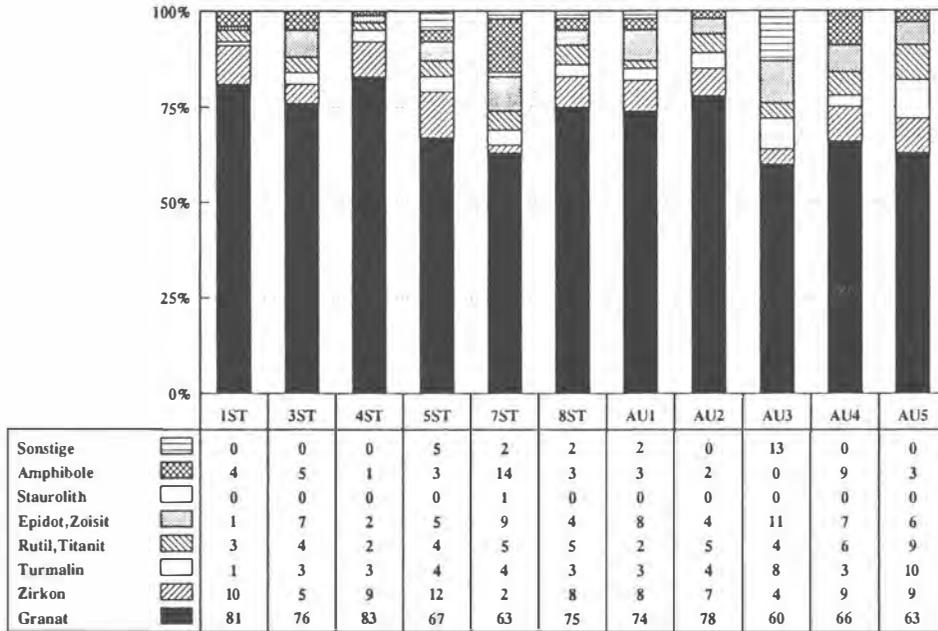


Abb. 4: Schwermineralverteilungen in den „Auersteinen“ des Albertinischen Chores und in den Gesteinsproben aus den alten Steinbrüchen der Region Au am Leithagebirge.

Sonstige AU3 – Apatit, ST ... Stephansdom, AU ... Steinbruch am Leithagebirge.

Fig. 4: Distributions of heavy minerals in calcareous arenites from St. Stephen's Cathedral and a quarry at Au/Leithagebirge.

Foraminiferen finden sich:

Textulariina:

- Textularia* sp.
- triseriale aggl. sp.

Miliolina:

- Quinqueloculina* sp.
- Triloculina* sp.
- Spiroloculina* sp.
- Pyrgo* sp.
- Borelis* sp.

Rotaliina:

- Amphistegina* sp.
- Elphidium* sp.
- Asterigerinata* sp.
- Eponides* sp.
- Cibicides* sp.
- Heterolepa* sp.
- Sphaerogypsina* sp.
- Globigerina* sp.

Wie im Leithagebirge werden die Schwermineralspektren von Granat dominiert, untergeordnet kommen Zirkon, Rutil, Klinozoisit und grüne Amphibole vor.

Verwendung, Eignung und Verwitterung

Die „Stephanswand“ im Steinbruch S. Margarethen liefert etwa seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts (1841) das Material für nahezu alle Restaurierungsarbeiten am Dom. Es wurden aber vermutlich bereits im 15. Jahrhundert Gesteine für

den Bau des Südturmes nach Wien geliefert. Der St. Margarethener „Sandstein“, welcher in drei Qualitäten, nämlich „hart“, „mittelhart“ und „weich“, vorkommt und abgebaut wird, eignet sich wegen seiner leichten Bearbeitbarkeit und bereichsweisen Homogenität hervorragend für Bildhauerarbeiten und Restaurierungen in geschlossenen Räumen. Die sehr hohe Porosität bei zu kleinen Porenräumen in Verbindung mit bereichsweiser schlechter Zementation führen aber, der aggressiven Verwitterung ausgesetzt, zu starken Lösungserscheinungen und Inkrustationen. Viele Wasserspeier des Domes, welche erst vor wenigen Jahrzehnten erneuert wurden, sind bereits wieder in einem derart schlechten Erhaltungszustand, daß eine neuerliche Restaurierung unvermeidlich ist. Selbstverständlich werden auch heute diese Arbeiten mit St. Margarethener Kalkareniten ausgeführt. A. MENTLER (1985:64) wies in unverwitterten Kalkareniten des Steinbruches ca. 120 ppm SO₄ und in den verwitterten des Stephansdomes eine Anreicherung von 466.500 ppm SO₄ nach! Diese Tatsache erklärt auch den Umstand, daß am Stephansdom vorwiegend Gipsinter- und im Steinbruch vorwiegend Kalksinterverwitterungskrusten gebildet werden. Auf die Abhängigkeit zwischen Verwitterung und Porengröße weist A. MENTLER (1985:42ff.) hin. So findet er beträchtliche Unterschiede bezüglich der Dimensionen der Porenräume zwischen der hellen Varietät und der dunklen, „leberbraunen“ Varietät. Der dunklere, härtere Gesteinstyp, der von der Dombauhütte für die Restaurierungen herangezogen wird, weist im Mittelporenbereich

(Durchmesser 10–0.2 μ) einen Anteil von 30.17% auf, im Gegensatz zur hellen weichen Varietät, die im Mittelporenbereich nur 11.87% aufweist. Die hellere Varietät zeichnet sich nach A. MENTLER (1985) auch durch einen wesentlich höheren Anteil an Grobporen aus. Der Porendurchmesser steht in engem Zusammenhang mit der kapillaren Steighöhe. Dieser Effekt beginnt schon im Mittelporenbereich (A. MENTLER, 1985:40). Das bedeutet, je mehr kapillares Wasser in den Poren enthalten ist, desto mehr wird der Stein durch Lösung des Zementes, durch Frostspaltung und durch Besiedelung mit Organismen geschädigt.

5. Literatur

- BRESTENSKA, E. (Hrsg.) (1974): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, M₅ Sarmatien. — **IV**, 707 S., Slowak. Akad. Wiss. (Geol. Inst.), Bratislava (VEDA Verl.).
- CERNAJSEK, T. (1974): Die Ostracodenfaunen der sarmatischen Schichten in Österreich. — [In:] BRESTENSKA, E. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, M₅ Sarmatien. — **IV**, 485ff., Slowak. Akad. Wiss. (Geol. Inst.), Bratislava (VEDA Verl.).
- CORRENS, C. W. (1981): Einführung in die Mineralogie. — 458 S., 391 Abb., 1 Taf., Berlin-Heidelberg-New York (Springer Verlag).
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — 454 S., 33 Taf., 68 Abb., 57 Taf., Berlin-Heidelberg-New York (Springer Verlag).
- FUCHS, Th. & F. X. SCHAFFER (1903): Exkursionen in der Umgebung von Atzgersdorf, Baden und Vöslau. — [In:] Exkursionen in Österreich, IX. Internat. Geol.-kongress, **3**, Wien.
- FUCHS, W. (1965): Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). — Jb. Geol. B.-A., **108**, 155–194, 3 Abb., 2 Taf., Wien.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sedimente und Sedimentgesteine – Sediment Petrologie **Teil II**. — 1141 S., 660 Abb., 113 Tab., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- KALMAN, W., MÜLLER, H. W. & SCHNEIDER, W. (1990): Photogrammetrische Aufnahmen des Stephansdomes als Grundlage einer Dokumentation der petrographischen Zusammensetzung und des Verwitterungszustandes der Fassaden. — [In:] LICHTENEGGER, H. (Hrsg.): Kulturgut – Dokumentation und Forschung. — Mitt. geodät. Inst. TU Graz, **69**, 167–171, Graz.
- KIESLINGER, A. (1949): Die Steine von St. Stephan. — 486 S., 207 Abb., Wien (Verlag Herold).
- LINDHOLM, R. C. & FINKELMAN, R. B. (1972): Calcite staining: Semiquantitative determination of ferrous iron. — *Sediment. Petrol.*, **42**, 239–242, Tulsa.
- MENTLER, A. & MÜLLER, H. W. (1984): Biogene Verwitterung von Naturbausteinen an historischen Baudenkmalern in Wien. — *Wiener Ber. über Naturwiss. i. d. Kunst*, **1**, 228–238, Wien.
- (1985): Untersuchungen zur biologischen Verwitterung von Naturbausteinen im Wiener Stadtgebiet. — Diss. Inst. f. Bodenforsch. u. Baugeol., Univ. Bodenkultur Wien, 211 S., Wien.
- , KRUMBEIN, W. E., MÜLLER, H. W. & SCHWAIGHOFER, B. (1984): Mikrobiologie von Gesteinen der Hofburg und des Stephansdomes. — 4. Koll. über Steinkonservierung, 183–192, Münster.
- , MÜLLER, H. W. & SCHWAIGHOFER, B. (1985): Zur biogenen Verwitterung des Kalksandsteines am Stephansdom in Wien. — *Wiener Ber. über Naturwiss. i. d. Kunst*, **2/3**, 212–229, Wien.
- , MÜLLER, H. W. & SCHWAIGHOFER, B. (1986): Verwitterungsstudien an Naturbausteinen im Wiener Stadtgebiet und in Steinbrüchen des Leithagebirges im Burgenland. — *Mitt. österr. Geol. Ges.* **79**, 309–325, Wien.
- MÜLLER, H. W., SCHWAIGHOFER, B., KALMAN, W., OTTNER, F. & SCHNEIDER, W. (1990): A photogrammetric survey of St. Stephen's Cathedral in Vienna as a basis for the mapping of petrological composition and the state of weathering. — [In:] MARINOS, P. G. & KOUKIS, G. C. (eds.): *The Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites*. — Proc. of an int. symposium organized by the greek national group of IAEG/Athens/19.–23. September 1988, **4**, 2031–2042, Rotterdam/Brookfield (A. A. Balkema).
- MURRAY, J. W. (1973): Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. — 274 S., 103 Figs., London (Heinemann Educational Books Ltd.).
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S. (1974): Der Wienerwald. — *Samml. Geol. Führer*, **59**, 141 S., 23 Abb., Berlin-Stuttgart (Gebr. Borntraeger).

- ROHATSCH, A. (1991): ST. STEPHAN – Herkunft, Petrographie und Verwitterung der Bausteine des Albertinischen Chores. — Diss. Inst. f. Bodenforsch. u. Baugeol., Univ. Bodenkultur, 180 S., 83 Abb., 4 Tab., 6 Taf., Wien.
- & MÜLLER, H. W. (1990): Gesteinskundliche Untersuchungen und Dokumentation des Verwitterungszustandes der Fassaden des Wiener Stephansdomes. — [In:] LICHTENEGGER, H. et al. (Hrsg.): Kulturgut – Dokumentation und Forschung. — Mitt. geodät. Inst. TU Univ. Graz, **69**, 183–184, Graz.
- TUCKER, M. E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. — 265 S., 219 Abb., 20 Taf., Stuttgart (F. Enke Verlag).
- & WRIGHT, V. P. (1990): Carbonate Sedimentology. — 482 p., London (Blackwell Sci. Publ.).
- UHLIRZ, K. (1902): Die Rechnungen des Kirchenmeisteramtes von St. Stephan zu Wien. — Wien (Verlag Braumüller).
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. — 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin–Heidelberg–New York (Springer Verlag).
- ZYKAN, M. (1981): Der Stephansdom. — „Wiener Geschichtsbücher“, **26/27**, Wien–Hamburg (Paul Zsolnay Verl.).

Neue Rb/Sr-Daten an Mineralien und Gesteinen des Leopold von Buch-Denkmales und am Tonalit von Schaitten

New Rb-Sr data on minerals and
whole rocks from the L. v. Buch memorial
and from the Schaitten tonalite

M. THÖNI

mit 2 Abbildungen

Schlüsselwörter:

L. v. Buch-Denkmal
I-Typ-Granite
Klippenzone
Exotika
Variszikum
Krustenwachstum

Keywords:

L. v. Buch-memorial
I-type granites
Rb-Sr data
Klippen zone
Exotics
Variscan basement
Crustal growth

Adresse des Autors:

Address of the author:

Univ.-Doz. Dr. Martin Thöni
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract	159
1. Einleitung	159
2. Probenmaterial	159
3. Isotopendaten	160
4. Diskussion	161
5. Literatur	161

Contents

	page
Zusammenfassung, Abstract	159
1. Introduction	159
2. Samples	159
3. Isotopic data	160
4. Discussion	161
5. References	161

Zusammenfassung

Rb/Sr-Analysen an zwölf Gesamtgesteinsproben des Leopold von Buch-Denkmales in der Klippenzone ergeben einen Errorchronenalterswert von 378 ± 50 Ma, bei einem initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis von 0.7036 ± 3 . Zwei Biotite und ein Kalifeldspat dieser Gesteine liefern Alter von 360–371 Ma. Auf Grund der internen Konkordanz der Alter, des sehr niedrigen Initials und der Erhaltung primärer magmatischer Texturen werden diese Werte als magmatische Signaturen eines I-Typ-Gürtels interpretiert. Die genetische Beziehung der Magmatite zu Granitoiden benachbarter Gebiete wird kurz diskutiert.

Abstract

Rb-Sr data for twelve whole rock samples of the L. v. Buch memorial granodiorite in the Klippen zone yield an errorchron age of 378 ± 50 Ma and an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7036 ± 3 . Two biotites and one K-feldspar from these samples give ages of between 360 and 371 Ma. On the basis of the observed internal concordance of the ages, the very low initial ratio and the preservation of primary magmatic textures, the data are interpreted as magmatic signatures of an I-type source. The genetic relationships of the igneous rocks with granitoids of adjoining regions are briefly discussed.

1. Einleitung

Das Leopold von Buch-Denkmal ist das größte und bekannteste jener Vorkommen von Kristallin-Exotika, die von verschiedenen Stellen als mehrminder isolierte Blöcke innerhalb der Klippenzone und des Ultrahelvetikums zwischen Wien und Salzburg beschrieben wurden (Abb. 1). Die tektonische Position dieser Kristallinvorkommen wird in der Literatur unterschiedlich beurteilt (vgl. FAUPL 1973). FRASL & FINGER (1988) vermuten einen Zusammenhang mit dem Bruno-Vistulicum (DUDEK 1980) in der südöstlichen Böhmisches Masse Österreichs und der CSFR. Nach dieser Hypothese hätte das Bruno-Vistulicum in seiner südwestlichen Fortsetzung ein breites Kristallinmassiv, das sogenannte „Cetische Massiv“, als Südrand der Böhmisches Masse aufgebaut. Die oben erwähnten Exotika entstammen nach dieser Vorstellung diesem Massiv, dessen restlicher Teil zur Gänze unter das alpine Orogen subduziert worden sei. Die Analogieschlüsse der Autoren beruhen neben den petrographischen ganz wesentlich auf geochemischen Vergleichen: Haupt- und Spurenelementcharakteristika weisen diese Gesteine einheitlich einer I-Typ-Assoziation zu (CHAPPEL & WHITE 1974). Andererseits ergibt sich keinerlei Beziehung zu Magmatiten der heute benachbarten Kristallinareale im N und S (Moldanubikum bzw.

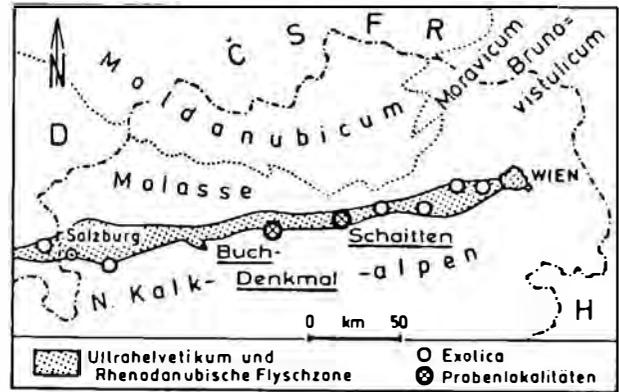


Abb. 1: Vorkommen von Kristallin-Exotika im Ultrahelvetikum und in der Flyschzone zwischen Wien und Salzburg mit Probenlokalitäten (Buch-Denkmal und Schaitten).

Fig. 1: Outcrops of exotic boulders within the ultrahelvetic units and the flysch zone between Vienna and Salzburg, with sampling sites (Buch-Denkmal and Schaitten).

Penninikum). Das Bruno-Vistulicum hat zum Teil cadomisches Alter.

2. Probenmaterial

Um die paläogeographische Zuordnung der Kristallin-Exotika der Klippenzone und des Ultrahelvetikums weiter aufzuklären, wurden Rb/Sr-Untersuchungen an zwei typischen Vertretern dieser Vorkommen durchgeführt. Die beiden untersuchten Vorkommen entsprechen den zwei Hauptlithologien der „Cetischen Granitoide“ sensu FRASL & FINGER (1988), und zwar dem „Schaitten-Typ“ und dem „Buch-Denkmal-Typ“.

Die Exotika des Leopold von Buch-Denkmales haben im wesentlichen granodioritische Zusammensetzung (FRASL & FINGER, l.c.). Es sind helle, grobkörnige Granitoide. Die Struktur ist selten unregelmäßig, meist ist jedoch ein recht gut ausgeprägtes Parallelgefüge zu beobachten. Unter den Feldspäten ist der zonierte Plagioklas oft stark zersetzt, die rötlichen Kalifeldspäte sind unterschiedlich stark perthitisch, zum Teil jedoch klar. Biotite sind abschnittsweise chloritisiert und dann häufig von Aggregaten aus Epidot und Pumpellyit gesäumt. Als weitere Akzessorien wurden Titanit, Zirkon, Allanit, Karbonat und Opazit beobachtet.

Zusätzlich zu den Granodioriten wurden vom L. v. Buch-Denkmal zwei Amphibolitproben analysiert. Diese Amphibolite bilden eine ca. 1 m mächtige, strukturell nicht näher charakterisierte „Lage“ an der Hinterseite des größten Blockes, der die Denkmalinschrift trägt.

Die untersuchte Tonalitprobe von Schaitten besteht aus gleichkörnigem, hypidiomorphem Plagio-

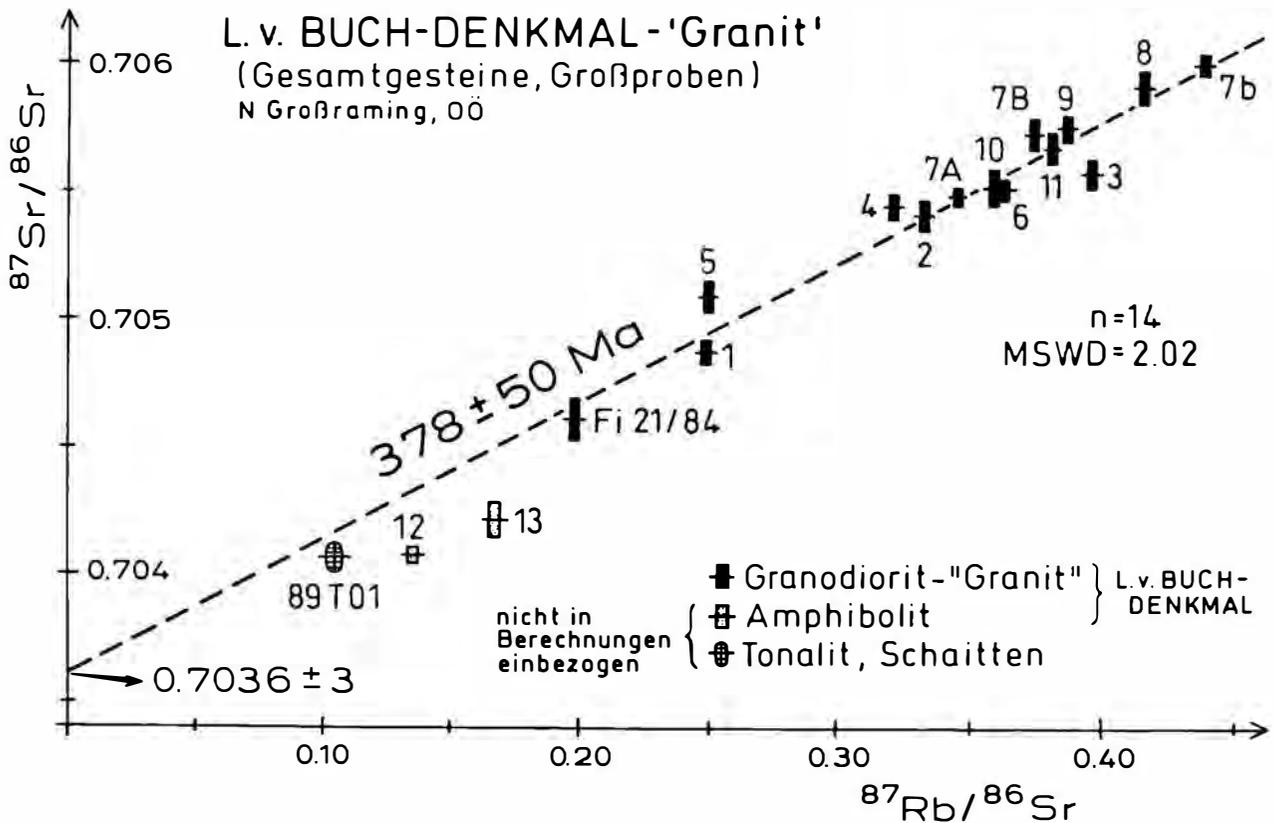


Abb. 2: Gesamtgesteinsanalysen an Granodioriten und Amphiboliten des L. v. Buch-Denkmales und des Tonalits von Schaitten in einem Rb/Sr-Isochronendiagramm. Für die Regressionsberechnung wurden nur die Granodioritproben verwendet.

Fig. 2: Granodiorite and amphibolite whole rock analyses from the L. v. Buch memorial and the tonalite of Schaitten in a Rb/Sr isochron diagram. Only the granodiorite samples have been included in the regression calculation.

klas, Quarz, Biotit, Amphibol, Epidot und Titanit. Alle Hauptgemengteile sind entlang von makroskopisch nur schlecht erkennbaren Zonen zum Teil stark umgewandelt (chloritisiert bzw. serizitisiert).

Insgesamt belegen die petrographischen Merkmale, daß die untersuchten Gesteine großteils ihre magmatischen Gefüge bewahrt haben. Trotz der Ausbildung eines makroskopisch oft erkennbaren, hier nicht näher analysierten Parallelgefüges ist daher fraglich, ob diese Magmatite jemals eine hochgradige Metamorphose erlebt haben. Gut erkennbar im Dünnschliff ist hingegen eine Niedrig-Temperatur-Überprägung, die jedoch höchstens die Grünschieferfazies knapp erreicht haben dürfte. Dies wird neben der Neubildung von Pumpellyit auch durch die stark variierende plastische Deformation und Rekristallisation von Quarz belegt.

3. Isotopendaten

Vom Granodiorit des L. v. Buch-Denkmales wurden elf Gesamtgesteinsproben aufbereitet (BU1-BU11). Probe BU7 zeigt einen deutlichen Lagenbau (biotitreich, feldspatreich), sie wurde in drei getrennten Splits analysiert. Eine weitere, für die Altersberechnung

wichtige Probe (Fi 21/84) wurde von F. FINGER (Universität Salzburg) zur Verfügung gestellt. Die Ergebnisse der 14 Analysen sind in einem Rb/Sr-Isochronendiagramm in Abb. 2 dargestellt.

Zusätzlich zu den Granodioriten sind zwei Gesamtgesteinsanalysen an Amphiboliten des L. v. Buch-Denkmales (BU12, BU13) sowie das Ergebnis an einem Tonalit von Schaitten (89T01) in diesem Diagramm dargestellt. Diese drei zuletzt genannten Datenpunkte wurden jedoch nicht in die Regressionsberechnung einbezogen.

Die 14 Analysen der L. v. Buch-Granodiorite zeigen eine mäßige Streuung um die Regressionsgerade (MSWD = 2.02), bei einem initialen Sr-Isotopenverhältnis von 0.7036 ± 3 . Vor allem wegen der geringen Variation der Rb/Sr-Verhältnisse ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.199-0.439$) ist der Regressionsalterswert jedoch schlecht definiert, das Alter von 378 ± 50 Ma (2σ) kann daher für sich allein nur als eine vage Zeitinformation aufgefaßt werden. Die Analysenpunkte der beiden Amphibolite des L. v. Buch-Denkmales liegen deutlich unter der Trendlinie von 378 Ma.

Überzeugendere Hinweise zum Alter der Exotika liefern Mineralanalysen. Zwei Biotite aus Granodio-

ritten des L. v. Buch-Denkmales ergaben Rb/Sr-Alter von 360 ± 6 (BU1) und 365 ± 7 Ma (BU4). Einen nahezu identen Alterswert von 371 ± 1 Ma lieferte ein Kalifeldspat, der aus einer cm-großen, augenförmigen Struktur der Probe BU8 herausgebrochen wurde. Hingegen ergaben zwei Feldspatfraktionen der Probe BU4 innerhalb der Fehler idente, aber verglichen mit den vorhergehenden Werten deutlich jüngere Alter von 313 ± 13 und 320 ± 14 Ma. Ein Biotit des Tonalits von Schaitten lieferte in Übereinstimmung mit den Proben des Buchdenkmales ein Alter von 358 ± 6 Ma.

4. Diskussion

Mehrere unabhängige Überlegungen lassen vermuten, daß die genannten Alterswerte von 358–378 Ma (drei Biotite, ein Kalifeldspat sowie die Gesamtgesteinserrorchrone) eher primäre magmatische Ereignisse als etwa die Abkühlung nach einer Metamorphose widerspiegeln.

Auf die teilweise Erhaltung primärer magmatischer Texturen wurde schon oben hingewiesen. Die gute Konkordanz der vorhandenen Alter ist ein weiteres Argument in diese Richtung, obwohl die geringe Anzahl von Mineralanalysen diese Aussage etwas einschränkt.

Langsame Abkühlung nach einer Regionalmetamorphose erzeugt meist eine typische weite Streuung der Alterswerte, im Gegensatz zu vorliegendem Beispiel. Daß die beiden Feldspatalter der Probe BU4 (313 und 320 Ma), obwohl als „typisch“ variszische Werte aufscheinend, eher teilverjüngte als wahre Alter darstellen, zeigt die Analyse an einem Plagioklas der Probe BU1. Der Analysenpunkt dieser Probe liegt mit einem $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Wert von 0.004 fast auf der Ordinate, aber deutlich über dem Durchstichpunkt der Regressionsgeraden für die Gesamtgesteine ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70427$, gegenüber 0.7036, siehe Abb. 2). Das heißt, daß Plagioklas postmagmatisch irgendwann für Sr und/oder Rb zum offenen System geworden ist. Dies ist auf Grund der oft intensiven Zersetzung dieses Minerals auch zu erwarten. Da nun der „Feldspat“ der Probe BU4 eine Verwachsung von Kalifeldspat und Plagioklas darstellt, ist dieses Ergebnis also das einer Mischung eines geschlossenen und eines teilgeöffneten Isotopensystems.

Die Sr-Initialwerte aller untersuchter Proben (Minerale und Gesteine) sind sehr niedrig, sie liegen zwischen 0.7034 und 0.704. Das Initial der Errorchrone repräsentiert mit 0.7036 ± 3 gewissermaßen einen Mittelwert. Die Darstellung der Gesamtgesteins-Datenpunkte in einem $1/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm gibt keine Hinweise, daß eine Mischungslinie vorliegt. Damit ist belegt, daß die Protolithen einen hohen Anteil an Mantelkomponente beinhalten und daß Krustenmaterial bei der Magmenbildung nur in einem sehr un-

tergeordneten Ausmaß beteiligt gewesen sein kann.

Diese initialen Isotopensignaturen sind somit charakteristisch für I-Typ-Granitoide sensu CHAPPEL & WHITE (1974) und PITCHER (1982). Dies ist in guter Übereinstimmung mit den geochemischen Daten (Haupt- und Spurenelemente) von FRASL & FINGER (1988), die einen einheitlichen I-Typ-Charakter für alle untersuchten Exotika des Ultrahelvetikums und der Rhenodanubischen Flyschzone zwischen Salzburg und Wien nachgewiesen haben. Der Schluß auf eine nahe Verwandtschaft dieser Gesteine mit den I-Typ-Granitoiden des Bruno-Vistulicums in der Moravischen Zone ist daher nahelegend. Diese letzteren besitzen jedoch z. T. cadomisches Alter (DUDEK 1980; vgl. auch van BREEMEN et al. 1982, SCHARBERT & BATIK 1980). Derartig niedrige Sr-Initialwerte wie die hier beschriebenen sind aus Granitoiden weder aus dem Moldanubikum noch aus dem alpinen Bereich bekannt (vgl. z. B. SCHARBERT & SCHÖNLAUB 1980). Wollte man die hier neu vorgelegten Altersdaten als Produkte einer Metamorphose interpretieren und die Gesteinsbildung (d. h. Magmenerstarrung) etwa ebenfalls in cadomische Zeit zurückverlegen, so würden die für granitische Gesteine ohnehin schon sehr primitiven Sr-Initialwerte weiter erniedrigt und es ergäben sich nahezu unrealistisch niedrige Werte (bei 600 Ma: 0.7026). Auch das ist ein wesentliches Argument für die geologische Relevanz der Alterswerte. Zwischen Böhmischer Masse und dem eigentlichen alpinen Raum (Abb. 1) scheint sich nach den vorliegenden Daten also ein I-Typ-Granitgürtel abzuzeichnen, dessen paläogeographische Beziehung zu den Nachbareinheiten jedoch noch unklar ist. Die Bedeutung bzw. die derzeitige Diskrepanz zwischen den frühvariszischen Altern des „Cetischen Massivs“ sensu FRASL & FINGER (1988) und jenen cadomischer Magmatite aus der Moravischen Zone kann nur durch weitere, vor allem isotopengeochemische Untersuchungen und möglichst unter Einsatz weiterer geochronologischer Methoden aufgeklärt werden.

Dank. Feld- und Laborarbeiten wurden vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF) im Rahmen des Schwerpunktes S47-GEO unterstützt.

5. Literatur

- van BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D. R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P., VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. — Trans. Royal. Soc. Edinburgh, **73**, 89–108, Edinburgh.

- CHAPPEL, B. W. and WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. — *Pacific Geology*, **8**, 172-174.
- DUDEK, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. — *Rozpr. Českoslov. Akad. Ved.*, **90/8**, 1-85, Prag.
- FAUPL, P. (1973): Der Granit des Leopold von Buch-Denkmales (Vorbericht). — *Anz. österr. Akad. Wiss.*, **1973**, 158-164, Wien.
- FRASL, G. and FINGER, F. (1988): The "Cetic Massif" below the Eastern Alps – characterized by its granitoids. — *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.*, **68**, 433-439, Zürich.
- PITCHER, W.S. (1982): Granite Type and Tectonic Environment. — [In:] K. HSÜ (ed.): *Mountain building processes*, 19-40, London (Academic Press) .
- SCHARBERT, S. & BATIK, P. (1980): The age of the Thaya (Dyje) pluton. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1980/3**, 325-331, Wien.
- und SCHÖNLAUB, H. P. (1980): Das Prävariszikum und Variszikum. — [In:] R. OBERHAUSER (ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 3-20, Wien, (Geol. B.-A.).

DIPLOMARBEITEN / DISSERTATIONEN / HABILITATIONEN

Zusammenfassungen

der bis Juni des Kalenderjahres 1991 approbierten Diplomarbeiten, einer Dissertation und einer Habilitation am Institut für Geologie der Universität Wien.

THESES / DISSERTATIONS / HABILITATIONS

Abstracts

of the qualified theses, of a dissertation and a thesis submitted for the certificate of habilitation, to the date of June 1991, at the Geological Institute, University of Vienna.

ABART, Rainer (Diplomarbeit): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark, Österreich).

Begutachter: Prof. Frank
Eingereicht im Juli 1988

Im Rahmen einer Diplomarbeit wurden Untersuchungen zur Klärung der Struktur- und Metamorphoseentwicklung des Wölzer Kristallins durchgeführt. Die produzierten Daten ergeben folgendes Bild: Die Gesteine des Wölzer Kristallins, für die im wesentlichen altpaläozoische Serien als Ausgangsmaterial angenommen werden, erfuhren ihre strukturelle Prägung im Zuge mehrerer voneinander abtrennbarer Ereignisse.

In den in erster Linie pelitischen Sedimenten kam es noch vor dem ersten Metamorphoseereignis zur Ausbildung einer Schieferung. Für die erste Metamorphose ist durch das Vorhandensein von Sta Amphibolitfazies belegt, das Fehlen von Gar und das Auftreten von Als Paramorphosen vermutlich nach And oder Sil sprechen für relativ hohe T und niedrigen P während dieses Ereignisses.

Während der zweiten Metamorphose war die Paragenese Sta-Gar-Kya stabil, was für Bedingungen der hochtemperierten Amphibolitfazies im Barrow Typus spricht. Am Höhepunkt dieses als variszisch interpretierten Geschehens kam es zum progressiven Zerfall von Sta. In einigen Proben ist die Gleichgewichtsparagenese der zugehörigen Reaktion zu beobachten, wodurch die P-T Bedingungen für diese Kristallisation auf einen relativ kleinen Bereich eingengt werden können.

Im Zuge der zweiten variszischen Metamorphose und Strukturprägung kam es zu einer intensiven Verfaltung und zur Ausbildung einer penetrativen, achsenebenenparallelen Schieferung, die in großen Teilen

des Wölzer Kristallins das heute noch dominante S darstellt.

In der alpidischen Ära wurde das Kristallin neuerlich aufgewärmt, und es kam zur Neubildung von Gar. Während die hohen Metamorphosebedingungen für die variszischen Ereignisse nur im südlichen Wölzer Kristallin belegt sind, war die alpine Metamorphose mit ihren Bedingungen der höchsten Grünschieferfazies im gesamten Untersuchungsgebiet bis an die Basis der Ennstaler Phyllite wirksam.

Eine mit der alpidischen Metamorphose korrelierende Strukturprägung, die im Süden zur Ausbildung von nicht vergentenden Stauchfalten führte, zeigt im nördlichen Untersuchungsgebiet Nordvergenz. Hier kam es am Höhepunkt der Kristallisation und danach zur Ausbildung einer crenulation cleavage, die wie die Metamorphose ohne irgendeine Diskontinuität über die Grenze Ennstaler Phyllite/Wölzer Glimmerschiefer verfolgbar ist und im Grenzbereich dieser beiden Einheiten das dominante Strukturelement darstellt.

GRASEMANN, Bernhard (Diplomarbeit): Computerunterstützte geologische Luftbildinterpretation im Sarotlatal (Rätikon, Vorarlberg).

Begutachter: Prof. Faupl
Eingereicht im November 1989

Nach einem Verfahren von K. KRAUS (1971), welches aus stereoskopischen Luftbildern mittels Strecken-, Winkel-, sowie Parallaxenmessungen Streich- und Fallwerte geologischer Schichten errechnet, konnte in der vorliegenden Diplomarbeit ein Computerprogramm mit dem Namen AERDIP4 für einen Personal Computer entwickelt werden. Dieses Programm ist den bisher gebräuchlichen Methoden (z. B. mit Parallaxenschraube, Stereoskop, Nogrammen oder Schablonen) im Arbeits- und Zeitaufwand, sowie in der Genauigkeit überlegen.

Das Programm AERDIP4 ist eine Methode, die dem Fotogeologen die mühsame Messung von Streich- und Fallwerten mittels einer Parallaxenschraube und eines Stereoskopes auf digitalem Weg mit einem MS-DOS Personal Computer und einem Digitizer erleichtert.

Außerdem können die Meßergebnisse in einer übersichtlichen Kartenskizze in jeglichem Maßstab auf einem Plotter ausgegeben werden. Das Programm beschleunigt die Auswertung der Luftbilder um ein Vielfaches und steigert auch die Genauigkeit und Zuverlässigkeit. In keinem Fall bietet es geologische Interpretationen oder ersetzt gar eine Geländetätigkeit. Auch die Präzision einer fotogrammetrischen, optisch-digitalen Anlage wird bei langem

nicht erreicht.

Der große Vorteil dieser Methode ist in der niedrigen Hardware- und Softwareanforderung und der leichten Bedienung begründet. Die Auflösung, welche mit einer Parallaxenschraube oder anderen einfachen Methoden (z. B. Winkel und Streckenmessungen oder Nomogrammauswertung) erreicht wird, ist mit dem vorliegenden Programm in jedem Fall zu erzielen. In bezug auf den zeitlichen Aufwand steht diese Methode sicherlich an der Spitze, da man für eine Flächenberechnung maximal 5 Minuten benötigt. Für jede weitere Fläche in demselben Luftbild kann man die Zeit auf wenige Sekunden reduzieren.

Ein besonderer Vorteil gegenüber analogen Methoden besteht in der digitalen Aufzeichnung der Daten im ASCII Format (American Standard Code for Information Interchange). Nach einmaliger Aufnahme eines Luftbildstreifens kann jederzeit eine Karte in beliebigem Maßstab errechnet und auf einem Zeichengerät ausgegeben werden. Auch können die Streich- und Fallwerte leicht an andere geologische oder statistische Applikationen, welche fast alle im ASCII Format arbeiten, übergeben werden. Es erhöht sich somit der Informationsgehalt eines Luftbildstreifens um ein Vielfaches.

KRENMAYR, Hans Georg (Diplomarbeit): Beiträge zum Quartär und Tertiär im Gebiet der Ager und Vöckla zwischen Vöcklamarkt und Attnang-Puchheim (OÖ).

Begutachter: Prof. Faupl
Eingereicht im November 1989

Im Rahmen dieser Arbeit erfolgte eine geologische Neukartierung des SW-Abschnittes von Kartenblatt 48 – Vöcklabruck der Österreichischen Karte 1 : 50 000.

Auf den flachen ostschauenden Hängen der asymmetrischen Täler, wie sie für diesen Raum des ehemaligen Periglazialgebietes typisch sind, liegen zum Teil mächtige Soliflukationsdecken.

Außer den Nieder- und Hochterrassenschottern sowie den Jüngeren Deckenschottern wurden prägnanzzeitliche Schotterkörper in verschiedensten Höhenlagen angetroffen, die bis unter das Hochterrassenniveau reichen. Teilweise lassen sich diese prägnanzzeitlichen Schotterkörper zu einheitlichen Niveaus verbinden. Beim Material dieser quarz- und kristallinreichen Schotter handelt es sich hauptsächlich um umgelagerte Hausruckschotter. Allerdings konnte lokal auch ein deutlicher Kalkalpin- und Flyscheinfluß beobachtet werden.

Weiters wurden im Gebiet von Aurachkirchen – Attnang-Puchheim – Vöcklamarkt die hier auftre-

tenden Vöcklaschichten und ihr Übergangsbereich in die Atzbacher Sande faziell untersucht. Allgemein handelt es sich dabei um sandreiche, marine Sedimente des Unteren Ottnangiens.

Die Sedimentstrukturen wurden in zahlreichen Detailprofilen dokumentiert. Neben Linsenschichtung, Flaserschichtung und welliger Wechschichtung in allen Übergängen tragen großdimensionale Schrägschichtungskörper wesentlich zum Sedimentaufbau bei. Erosive Setzgrenzen, Reaktivationsflächen, mud drapes sowie Pelitklastenbeläge auf den Leeblättern sind sehr häufig. Dezimeter- bis metergroße Rinnenstrukturen wurden zahlreich beobachtet. Die pelitischen Horizonte zeigen intern immer feinste Sandlagen und Bestege.

HOLNSTEINER, Robert (Diplomarbeit): Zur Geologie der Weyerer Bögen zwischen Brunnbach und Pleißabach, südlich von Großraming im Ennstal (OÖ).

Begutachter: Prof. Faupl
Eingereicht im März 1990

Das kartierte und bearbeitete Gebiet liegt 10 km südlich von Großraming (OÖ) im Bereich der Weyerer Bögen.

Der westlichste Teil (v. a. Pleißaberg) wird von Gosauablagerungen eingenommen, die diskordant der W-E-streichenden Reichraminger Decke aufliegen. Im Osten wird die hauptsächlich durch Brunnbachschichten vertretene Gosau von der tiefbajuvarischen „Randcenoman Schuppe“ überschoben, auf der ihrerseits die Frankenfesler Decke lagert.

Der Bereich der Frankenfesler Decke wird durch 5 Muldenzüge charakterisiert, die einen teilweise unterschiedlichen Schichtbestand aufweisen. Dies läßt kleinräumige fazielle Gegensätze in dem geographisch doch eng umgrenzten Bereich vermuten.

Die Schichtfolge der Frankenfesler Decke reicht vom karnischen Abscherungshorizont der Opponitzer Schichten bis zu den mittelkretazischen Losensteiner Schichten. Am vollständigsten ist diese „Suite“ im westlichsten Element, der Rettenbachmulde, entwickelt. Im Bereich der östlich anschließenden Synklinale (Bläckerbodenmulde) und noch weiter gegen Osten ist eine jurassische Hochzone entwickelt, die durch reduzierte Schichtfolgen längere Sedimentationsunterbrechungen anzeigt. Das Top der Hochzone wird am Bläckerboden erreicht, wo malmischer Mikritoidkalk direkt auf Hauptdolomit transgrediert.

Als problematisch erwies sich die Grenzziehung zwischen Frankenfesler Decke und Lunzer Decke am Almkogel-Wieser-Langlackenmauer-Zug.

Im Breich des Osthanges dieses Bergrückens ließ

sich eine deutliche Überschiebung von Allgäuschichten auf Mikritoidkalk kartieren. Gegen N hin scheint dieser Bewegungshorizont zu verschwinden. Gegen S hin ist er deutlicher ausgeprägt, wobei hier bereits der neokome Muldenkern des östlichsten Muldenelementes der Frankenfeser Decke s. str. von Hauptdolomit überschoben wird. Die Entscheidung, ob diese Grenze als Deckengrenze fungieren soll, obliegt aufgrund des geographisch eng umgrenzten Rahmens des Arbeitsgebietes einer überregionalen Betrachtung.

GRUM, Walter (Diplomarbeit): Die Hirzegger Quarzphyllit-Lamelle: Ein Beispiel alpidischen Deckenbaues im Schladminger Kristallin (Obertal, Schladminger Tauern, Steiermark).

Begutachter: Prof. Frank
Eingereicht im April 1990

Die vorliegende Arbeit behandelt die Struktur der Hirzegger Qu-Phyllitlamelle (HQL) und Metamorphose- und Strukturprägungen der HQL und des umgebenden Schladminger Kristallins. Es wurde daher die Ostflanke des Obertales (genau S/ Schladming, ÖK 127) zwischen Hopfriesen (im N) und der Wasserfallrinne und die Karregion N/ und E/ von Elendberg und Zwerfenberg im Maßstab 1 : 10 000 kartiert.

Dieses Gebiet wird durch das Auftreten von \pm schichtparallel im Schladminger Kristallin eingelagerten Bewegungshorizonten charakterisiert, die häufig von Alpinem Verrucano und Mesozoikum (in zentralalpiner Faziesentwicklung) markiert werden.

Die HQL, die mächtigste Permoskyth-Gesteinslamelle im Kartierungsgebiet bildet einen zwischen 15 und 65 m mächtigen, ca. 3 km breiten (von Hopfriesen im Norden bis knapp S/ der Wasserfallrinne) Horizont aus invers gelagertem Alpinem Verrucano – Lantschfeldquarzit – anisischer(?) Rauhwaacke.

Im Bereich der Wasserfallrinne tritt unmittelbar liegend des Lantschfeldquarzits und mit diesem stratigraphisch verbunden Alpinem Verrucano auf, der aufrechte Lagerung zeigt. Da die HQL knapp S/ der Wasserfallrinne endet, kann man diese Situation als Rest des Scheitels einer gegen S geschlossenen, enggepreßten Synklinale interpretieren.

Unmittelbar hangend der HQL ist ein sehr mächtiger Bewegungshorizont entwickelt, der sich gegen S in einen mächtigen Weißschieferhorizont (möglicherweise auch Alpinem Verrucano) im Grubachkar-Knappenkar fortsetzt. Da im Knappenkar – Eiskar eine gegen S etwas überkippte, 100e m große Falte entwickelt ist, könnte der Alpine Verrucano im Eiskar ehemaliger Teil der HQL sein.

Im Gipfelbereich der Samtspitze sind Weißschiefer zu finden, die dem Bewegungsniveau der Eiskarlamelle entsprechen dürften.

Es läßt sich also ein mächtiger, alpidischer Bewegungshorizont, der die liegende Duisitzkareinheit von der hangenden Obertaleinheit trennt (FORMANEK et al, 1962), durch das gesamte Kartierungsgebiet verfolgen.

Die W-Fortsetzung dürfte sich im S-Kamm der Melcherspitze finden, wo eine vergleichbare, inverse Abfolge von Permoskythgesteinen aufgeschlossen ist. Auch die hangenden kristallinen Gesteine dieser Abfolge und der HQL lassen sich sehr gut vergleichen.

Das Hangende der HQL wird von Bi-Plag-Paragneisen bis Stau- und Gra-führenden Zweiglimmerschiefern mit schichtparallelen Einschaltungen von sauren Orthogesteinen gebildet. Diese Serie läßt sich bis ins Grubachkar verfolgen.

Das Liegende der HQL wird von Migmatiten gebildet, die sich bis ins Eiskar verfolgen lassen, wo sie Verzahnungen mit der Metavulkanitserie zeigen.

Die voralpidische Struktur- und Metamorphoseprägung der hangenden, paragenen Serie läßt sich folgendermaßen untergliedern:

$D_v 1$: Durch „slaty cleavage“ und/oder „crenulation cleavage“ entsteht eine erste S-Fläche ($s_v 1$), welche durch Qu-Fsp-Mobilisatanlagen angezeigt wird.

Über die Metamorphosebedingungen lassen sich keine Angaben machen.

$D_v 2$: Diese führt zu einer Liegendverfaltung von $s_v 1$ und durch Ausbildung einer penetrativen, achsenebenenparallelen Schieferung zu $s_v 2$. Die $b_v 2$ -Falten streichen N-S bis NE-SW. Es erfolgt eine finale Plättung.

$D_v 2$ läßt sich die Paragenese Stau + Gra + Plag + Mu + Bi + Qu zuordnen. Das Gefüge wurde sehr gut getempert.

$D_v 3$: Durch vermutlich stark einengende Bewegungen erfolgt die Bildung von $s_v 3$ (dominierendes Gefüge in den Gesteinen). Die $b_v 3$ -Falten streichen NE-SW bis E-W.

Die Metamorphose zeigt zumindest Fsp-Rekristallisation, also Bedingungen der oberen Grünschieferfazies.

In den Migmatiten und Metavulkaniten ist zumindest $D_v 3$ nicht eindeutig nachvollziehbar. Es wird daher für möglich gehalten, daß sich die Migmatite und die paragene Serie während der variszischen Orogenese in deutlich voneinander entfernten Arealen befunden haben.

Sowohl in der paragenen Serie als auch in den Migmatiten und Metavulkaniten findet man Anzeichen einer voralpidischen retrograden Metamorphose, wie z. B. Biotitisierung von Gra. Die alpidische Struktur- und Metamorphoseprägung läßt sich folgendermaßen untergliedern:

Während der kretazischen Orogenphase ($D_{a1,2}$) erfolgten vor allem W- bis NW-vergente, ebene Bewegungen (Deckentransport) entlang der Phyllonit- und Mylonithorizonte.

Während der tertiären Orogenphase kam es zu starker N-S-Einengung, der bereits vor Ort liegenden Deckeneinheiten.

D_{a1} : Durch „slaty cleavage“ wurde s_{a1} erzeugt. Zu diesem parallel bildeten sich Qu-Karb-Mobilisate. S_{a1} wurde bei fortschreitender Deformation wieder subparallel zum ss einrotiert.

Ein großer Teil der Phyllonite dürfte bereits während D_{a1} gebildet worden sein.

Die Metamorphose wirkte im Kristallin retrograd. Am Ende von D_{a1} dürfte Bi bereits stabil gewesen sein.

D_{a2} : Durch intensive Verfaltung von s_{a2} entstand durch penetrative achsenebenenparallele Schieferung („crenulation cleavage“) s_{a2} . Str_{a2} streicht W-E bis NW-SE. Scherindikatoren zeigen hauptsächlich NW-vergenten Bewegungssinn.

Während der Bildung von s_{a2} und unmittelbar danach dürfte folgende Paragenese in den Phylloniten stabil gewesen sein: $\pm Hb$ (barroisitisch?) $\pm Gra$ + Bi + Chl + Ser + Plag + Qu. Das Gefüge ist sehr gut getempert.

Bereits bei deutlich geringeren Temperaturen aber bei selbem Strebfeld kam es besonders in Phylloniten zur Ausbildung von flach NW-fallenden „shear bands“ (s_{a3}), die NW-vergenten Bewegungssinn anzeigen.

In den Permoskyth-Gesteinen fanden eher Bewegungen parallel zu den S-Flächen statt.

Während der Bildung von s_{a3} wurde die untere Stabilitätsgrenze von Bi unterschritten. Ser, Chl und Qu konnten rekristallisieren. Der häufige Chl dürfte zu einem großen Teil während der Bildung von s_{a3} durch Chloritisierung von Bi und Gra entstanden sein.

D_{a3} : Durch einengende Deformation kam es zur Bildung von 100en m großen, gegen S etwas überkippten Falten, weiträumigem Syn- und Antiklinalbau und S-vergenten Aufschiebungen. Typisch ist eine S-vergente Stauchfaltenbildung (b_{a4}) mit ENE-WSW- bis E-W-streichenden Faltenachsen. Häufig ist die schwache Ausbildung einer steil N-fallenden „crenulation cleavage“ (s_{a4}) zu beobachten.

Die Metamorphosetemperaturen nahmen während der tektonischen Beanspruchung ab. Qu konnte anfangs noch schwach rekristallisieren und zumindest Böhm'sche Lamellen bilden. Chl wurde mobilisiert und konnte ebenfalls rekristallisieren. In weiterer Folge zeigt Qu undulöse Auslöschung, Subkornbildung und suturierte Korngrenzen. Chl und Ser wurden geknickt.

Die gefundene alpidische Struktur- und Metamorphoseprägung paßt sich gut in das bisher bekannte

Bild ein. Variszischer Syn- und Antiklinalbau kann es im Kartierungsgebiet, wie von SCHMIDEGG (1938) vermutet, nicht geben. Der von FORMANEK et al. (1962) gefundene alpidische Deckenbau konnte bestätigt werden und der Bewegungshorizont gegen S und W weiterverfolgt werden.

GRITZ, Wilfried (Diplomarbeit): Geologische Untersuchungen im Bereich Felber Tauern - Kaiser Dorftal unter besonderer Berücksichtigung der granitoiden Gesteine (Osttirol).

Begutachter: Prof. Frank
Eingereicht im Mai 1990

Die granitoiden Gesteinsserien im zentralen Teil des Tauernfensters werden aufgrund lithologisch-struktureller und geochemischer Untersuchungen sowie isotopengeochemischer Analysen hinsichtlich ihrer jeweiligen tektonischen Genese und Kristallisationsgeschichte differenziert.

Die Knorrkogelgneise, die nach lithologisch-strukturellen, chemischen Kriterien und nach ihrer Sr-Isotopenzusammensetzung mit den Scharkogelgneisen bestens vergleichbar sind, lassen sich geotektonisch, faziell und zeitlich von den Granatspitzkernmetagraniten und Orthogneisen der Riffdecke abtrennen. Sie sind (alt-) paläozoische, möglicherweise kaledonische, vermutlich subvulkanische, aus einfacher ozeanischer Subduktion resultierende Inselbogengranite (VAG) mit I-Typ-Charakter und späterer metamorpher Überprägung, die lagenförmig in kontinental-detritisches Krustenmaterial, den Paragneisen der Riffdecke eingedrungen sind, und nicht aus diesen hervorgegangen sind.

Vor allem die Granitspitzkernmetagranite und zum Teil auch die Orthogneise der Riffdecke stellen jungpaläozoische, variszisch intrudierte Plutonite mit S-Typ- bzw. syn-COLG-Charakter dar. Die Orthogneise zeigen zusätzlich zu ihrem dominierenden S-Typ-Charakter auch gewisse I-Typ-, respektive VAG-Merkmale. Weiters konnte die vermutete Zugehörigkeit der südlichen Granatspitzkernhülle (im Bereich Kaiser Dorftal) zur Habachserie mit lithofaziellen Argumenten belegt werden.

PENKER, Martin (Diplomarbeit): Strukturgeologische Bearbeitung des Almtales (Nördliche Kalkalpen, Österreich).

Begutachter: Prof. Tollmann
Eingereicht im Juni 1990

Für diese Arbeit existiert keine Zusammenfassung.

DUMEIRY, Adel (Diplomarbeit): Grenzzone Frankenfels – Lunzer Decke zwischen Frankenfels und St. Anton a.d. Jeßnitz (NÖ).

Begutachter: Prof. Tollmann
Eingereicht im Oktober 1990

Die Grenzzone Frankenfels – Lunzer Decke im Raum zwischen Frankenfels und St. Anton a. d. Jeßnitz wurde durch eine Kartierung im Maßstab 1 : 10 000, ergänzt durch mikrofazielle Untersuchungen, neu aufgenommen.

In stratigraphischer Hinsicht reicht die Schichtfolge der Frankenfels Decke von Obertrias (Oberkarn) bis hinauf in die Mittelkreide (Untercenoman), allerdings mit einer Lückenhaftigkeit im mittleren Jura.

Als Besonderheit in der Frankenfels Fazies seien der Bunte Keuper in der Obertrias, der Liaskalk im tieferen Jura und die grobdetrithischen Losensteiner Schichten mit exotischen Geröllen in der mittleren Kreide genannt.

Die Lunzer Decke hat im kartierten Streifen eine Schichtfolge, die von der Mitteltrias (Unteranis) bis in die Obertrias (Nor) reicht.

Als Besonderheit in der Lunzer Fazies sei der terigene Einfluß nicht nur in den Lunzer Schichten, sondern auch in den Opponitzer Schichten erwähnt. Letztere zeigen in einem Vorkommen (Straßenaufschluß im Kniebichlgraben, Schichtlinie 660 m) einen relativ hohen Sandgehalt des Opponitzer Kalkes.

Gegenüber der älteren Aufnahme von H. HARTL (1950) konnten gestützt durch mikrofazielle Untersuchungen die faziell unterschiedlichen Schichtglieder der mitteltriadischen Schichtfolge der Lunzer Decke und der tithon-neokomen-Schichtfolge der Frankenfels Decke abgetrennt werden.

Einzelne Kalktypen der mitteltriadischen Karbonatplattform wie Reiflinger Kalk, Annaberger Kalk und Raminger Kalk, konnten auf der Karte neu ausgeschieden werden.

Zu den neu ausgeschiedenen Kalktypen der jurassisch-kretazischen Schichtfolge zählt der Kirchsteinkalk (Liaskieselkalk) sowie der Mühlbergkalk und der Haselbergkalk („Diphykalk“).

Die kretazischen Ablagerungen, die in der älteren Aufnahme von H. HARTL einheitlich als eine Serie, bestehend aus einem Sandstein-Schiefer-Konglomerat Komplex, dargestellt wurden, konnten in lithofazieller Hinsicht in die selten aufgeschlossenen Tanneheimer Schichten, die weitverbreitete Kreide-Mergelserie sowie die an Exotika und Klastika reichen Losensteiner Schichten gegliedert werden.

Die Einstufung von Kreide-Gesteinen wurde mit Hilfe von Nannoplankton versucht. Die durchgeführten Nannoplanktontests erlaubten nur bei den Kreide-Mergeln eine engere Einstufung, die zumin-

dest ein tieferes bis mittelkretazisches Alter (Apt) der Mergel erbrachte.

Hervorzuheben an dieser Stelle ist das Ergebnis der Karbonatgehaltsbestimmung der Kreide-Mergel, das im beprobten Profil eine Variation des CaCO₃-Gehaltes zwischen 13% und 66% ergab. Bemerkenswert ist auch der sehr geringe Chromspinellgehalt und das völlige Fehlen von Granat im Schwermineralspektrum der Losensteiner Sande.

In tektonischer Hinsicht konnte das erstmals von W. SCHNABEL (1983) nachgewiesene Obertagevorkommen von Flysch-Sandsteinen innerhalb der Frankenfels Decke im westlichen Teil des Aufnahmegebietes als Flysch-Fenster erfaßt werden.

Der östliche Teil der Frankenfels Decke im Aufnahmegebiet unterscheidet sich vom westlichen durch eine mehr oder weniger ungestörte Lagerung, die durch einen einheitlichen Bau (Frankenfels Mulde) gekennzeichnet ist.

Wesentlich komplizierter sind die tektonischen Verhältnisse im westlichen Teil des Kartierungsgebietes der Frankenfels Decke, wo eine Umgestaltung der primären tektonischen Verhältnisse durch mehrere Störungen im mittleren Teil des Kartierungsgebietes erfolgt ist.

Die besondere tektonische Situation des westlichen Teiles der Frankenfels Decke wird durch das Auftreten von Frankenfels Gesteinen im stirnnahe Fenster (Jeßnitzfenster) der Lunzer Decke sowie durch das oben erwähnte Flyschfenster unterstrichen.

Die Tektonik der Lunzer Decke wird durch den Schuppenbau charakterisiert.

Das Vorkommen einer lokalen Schuppe („Schlagerbodenschuppe“) in dem weit aus dem übrigen Deckenverband nach Norden vorspringenden Sporn der Lunzer Decke wird im Sinne von H. HARTL (1950) bestätigt.

EPPEL, Herbert Ludwig (Diplomarbeit): Fazies und Tektonik in den Weyerer Bögen südlich Großraming (Oberösterreich). Gebiet des Gamssteines und Almkogels.

Begutachter: Prof. Faupl
Eingereicht im November 1990

Das untersuchte Gebiet liegt im mittleren Abschnitt der Weyerer Bögen, ca. 7 km S' Großraming. Der westlichste Teil gehört der Reichraminger Decke an und wird von höheren Schichten der Gosauablagerungen (Brunnbachschichten) eingenommen, die diskordant der vorgosauisch gefalteten Reichraminger Decke mit W-E-streichenden Faltenzügen aufliegen. Im Zuge der Eindrehung der Weyerer Bögen wird sie von der Cenomanrandschuppe und der Frankenfels

Decke überschoben.

Die Cenomanrandschuppe ist in den Vorkommen S' der Enns im Arbeitsgebiet am besten entwickelt. N' und S' davon fehlt sie bereichsweise, sodaß die Frankenfeser Decke dann direkt der Gosau aufliegt.

Bei den Sedimenten der Cenomanrandschuppe handelt es sich überwiegend um Mergel und Sandsteine. Ihr Alter reicht von der Mittelkreide zumindest bis in das Coniac. Glimmerschiefergerölle, die für die Vorkommen N' der Enns charakteristisch sind, fehlen hier. Statt dessen beinhaltet sie bis über hausgroße „Späne“ kalkalpiner Gesteine.

Der Hauptteil des bearbeiteten Gebietes wird von der Frankenfeser und Lunzer Decke eingenommen. Eine zuverlässige Abtrennung dieser beiden tektonischen Einheiten voneinander war nicht möglich. Deshalb wurden sie zum Frankenfeser/Lunzer Deckensystem zusammengefaßt.

Zwischen Brunnbach und Almkogelzug sind von W nach E drei Mulden entwickelt: die Rettenbachmulde, Innbachmulde und Almkogelmulde. Die Schichtfolge reicht von den karnischen Opponitzer Schichten bis in die Mittelkreide zu den Losensteiner Schichten. Es treten dabei sowohl zwischen als auch innerhalb der einzelnen Mulden große fazielle Unterschiede und bedeutende Schichtlücken auf. Diese Faziesgegensätze betreffen besonders die Sedimentation im Lias und Malm, wobei sich in der Sedimentationsgeschichte vor allem die Rettenbachmulde mit einer durchgehenden Sedimentation von der Trias in den Jura, einer eigenständigen Liasentwicklung sowie einer abweichenden Ausbildung des tieferen Malm von der Innbachmulde und Almkogelmulde unterscheidet. Möglicherweise sind die auftretenden faziellen Unterschiede Ausdruck einer jurassischen Kippscholentektonik.

Der E-Rand des Arbeitsgebietes (Bereich Stallburgalm) ist gekennzeichnet durch eine rein triadische Entwicklung, die eine zusammenhängende Schichtfolge von Reiflinger Kalk über Wettersteinkalk zu den Opponitzer Schichten aufweist.

Am Hühnerkogel wurde ein Schuppenbau festgestellt: Wettersteinkalk mit Lunzer- und Opponitzer Schichten wurden dort wiederum von Wettersteinkalk überschoben.

HAMMER, Stephan (Diplomarbeit): Strukturgeologische und geochronologische Untersuchungen im Kamptal, Gebiet des Gföhler Gneises.

Begutachter: Prof. FRANK
Eingereicht im Dezember 1990

Die strukturgeologischen und geochronologischen Untersuchungen im Gföhler Gneis ergaben folgende Erkenntnisse für seine Entwicklungsgeschichte.

- Der Gföhler Gneis ergab ein Rb/Sr-Gesamtalter von 482 ± 12 Ma. Sein theoretisches Maximalalter liegt bei 500–550 Ma.
- Aus strukturellen Gründen kann angenommen werden, daß die Bildung des Gföhler Gneises als weiträumig wirksamer Migmatitprozeß mit nur geringer Beteiligung von granitischen Schmelzen aufzufassen ist. Das Gesamtgesteinsalter von 482 Ma entspricht mit hoher Wahrscheinlichkeit diesem Ereignis. Als reliktsche Mineralphase wurde im Gföhler Gneis immer wieder Disthen festgestellt, er könnte noch auf das sardische Metamorphoseereignis zurückgehen.
- Entscheidend für die heutige strukturelle Prägung des Gföhler Gneises war jedoch die variszische Metamorphose. Geochronologisch konnte dieses Alter durch Kleinbereichsisochronen verifiziert werden.
KB 1 ergab 317 ± 8 Ma, KB 2 ergab 335 ± 33 Ma. Auch die Analysen der Kleinbereichsisochronen führten zu einem Maximalalter von 500–550 Ma.
- Messungen an Biotiten des Gföhler Gneises ergaben Alter von 324 ± 13 Ma (Eisenberger Amt) bzw. 270 ± 12 Ma (Wegscheid). Dies weist darauf hin, daß die variszische Deformation in den Randbereichen des Gföhler Gneises zum Granulit noch wesentlich länger angedauert hat, als in den zentralen Schlüsselbereichen und daß die Temperaturen in der Lamelle noch lange Zeit hoch genug für eine Rekristallisation von Biotit waren.
- Strukturell führte der variszische Akt zu einer Rekristallisation des kaledonischen Gefüges zu einem Zeilenbau und in intensiv deformierten Bereichen zu einer neuerlichen lokalen Migmatisierung mit Schmelzbildung des Gföhler Gneises.
- Die Intensität der variszischen Deformation ist stark unterschiedlich. In den südlicheren Abschnitten des Gföhler Gneises ist sie wesentlich geringer als in den Bereichen der Lamelle von Wegscheid.
- Das Milieu der Deformation ist im allgemeinen duktil, die Deformation dauert aber noch lange an und führt vor allem im Süden zu kühlen Rekristallisationserscheinungen und spröden Prozessen.
- Den Abschluß der Metamorphose bildet eine schwache retrograde Überprägung, die sich in Form von lokaler Chloritisierung bzw. Serizitisierung von Mineralphasen äußert.

- Anhand von Schersinnkriterien konnte eindeutig eine NW-NNW gerichtete Bewegung im Gföhler Gneis bewiesen werden, die mit dem variszischen Haupttakt korrespondiert.
- Es existieren allerdings auch S-vergente Beobachtungen, sie sind allerdings auf die südlicheren Bereiche beschränkt und fallen bereits in den beginnenden spröden Bereich. Diese S-vergenten Beobachtungen dürften ein relativ spätes Abschnitt im variszischen Geschehen widerspiegeln, außerdem ist die Interpretation dieser Strukturen wegen ihrer Seltenheit schwierig. Sie könnten jedoch auf eine gewisse späte Pure-Shear Komponente hinweisen. An sich dominiert während der variszischen Metamorphose duktile N-Vergenz mit Simple-Shear. Während einer späteren transpressiven Phase tritt nun eine stärkere Pure-Shear Komponente auf, die in den zentralen Schlüsselbereichen länger andauert, als im N.
- N-Vergenz konnte auch im Dobragneis nachgewiesen werden.
- Zirkontrachtuntersuchungen im Dobragneis und Bittescher Gneis brachten das Ergebnis, daß die Zirkonpopulationen beider Gesteine bis auf geringfügige Unterschiede gleichartige Trachtformen zeigen. Dies kann als ein weiteres wichtiges Argument für ein gleiches Alter der beiden Gesteine gewertet werden.

MOSER, Michael (Diplomarbeit): **Strukturgeologische Untersuchungen an der südlichen Göstlinger Störung (NÖ).**

Begutachter: Prof. TOLLMANN
Eingereicht im Dezember 1990

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, mit Hilfe verschiedener strukturgeologischer Methoden nähere Informationen sowohl über den südlichen Abschnitt der Göstlinger Störung und deren Seitenäste, als auch über Schuppenbau und Deckentektonik im Raum zwischen Göstling/Ybbs (36 km S' Amstetten) und Lassing (7 km SW' Göstling) im Bereich der niederösterreichischen Kalkvorpalen zu gewinnen. Die im Gelände von Harnischflächen, Kluftflächen und Falten gewonnenen Daten wurden sowohl mittels graphischer Darstellungsverfahren, als auch mittels Paläostreßanalysen, deren theoretische Grundlagen in einem eigenen Kapitel kurz umrissen werden, ausgewertet. Dabei ergeben sich generell 3 dominierende Beanspruchungspläne, die natürlich bei Nichtberücksichtigung von Rotationen

des gesamten Kalkalpenkörpers nur auf die heutigen Lagerungsverhältnisse bezogen sein können. Der wahrscheinlich älteste Beanspruchungsplan ist dem N(N)W-vergenten Deckenvorschub des Lunzer Deckensystems in vorgosauischer Zeit zuzuordnen. Der in vielen Bereichen vorzufindende, (E)NE-(W)SW-gerichtete Beanspruchungsplan der Quereinengung konnte zwar in einigen Fällen auf die Einwirkung von Querstörungen zurückgeführt werden (Göstlinger Schuppenzone), scheint jedoch auch in Gebieten mit etwas geringerer tektonischer Beanspruchung vorhanden zu sein. Als schließlich jüngstes Element möchte ich den N-gerichteten Beanspruchungsplan der Göstlinger Störung interpretieren.

Eine tektonisch orientierte Kartierung der Göstlinger Schuppenzone und des „Mendlinger Sporns“ im Maßstab 1 : 10 000 hat neben einer Aufzeichnung sämtlicher Querstörungen und Schuppengrenzen in diesen Bereichen zu dem Ergebnis geführt, daß die Göstlinger Störung, die bis Lassing noch deutlich als Blattverschiebung fungiert im Bereich des „Mendlinger Sporns“ in eine Schuppenzone überwechselt und nun als steile Aufschiebungsfläche (teilweise als Rücküberschiebungsfläche) bis an den N-Rand der Gr. Reiflinger Scholle verfolgbar ist.

CHOWANETZ, Eva (Diplomarbeit): **Der Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol) – Argumente für eine altpaläozoische Anatexis.**

Begutachter: Doz. Thöni
Eingereicht im Dezember 1990

Der Winnebach-Migmatit liegt im nördlichen Teil des Ötztal-Stubai-Kristallins, E' Längenfeld/Ötztal. Seine Entstehung wird durch in-situ-Aufschmelzung von Paragesteinen vom Typ der heutigen Hüllgesteine (im wesentlichen Bi-Plag-Gneise) erklärt. Die P-T-Bedingungen für die Teilaufschmelzung dieser Gesteine werden mit 660°-685°C bei 4kb angegeben (HOINKES et al., 1972).

Die zeitliche Einstufung der Migmatisierung schwankt in der Literatur zwischen spätvariszisch (HOINKES et al., 1972) und pan-afrikanisch (670 Ma; SÖLLNER & HANSEN, 1987). Die vorliegende Arbeit sollte mittels einer neuen Geländeaufnahme und Rb/Sr-Mineral- und Gesteinsanalysen zur Klärung der Altersfrage des Winnebachmigmatits beitragen. Es ergaben sich vier Hauptargumente, die für ein **kaledonisches Alter der Anatexis** (Mindestalter) und für eine variszische Überprägung des Migmatits sprechen:

- Der Migmatitkörper stellt ein „mega-raft“ dar, das von den Paragneisen variszischer Prägung

umflossen wird.

- Das Neosom ist mit Ausnahme des geschonten Kernbereiches des Migmatits geschiefert, hat also nach seiner Bildung eine Deformation erfahren.
- Hellglimmer, die aus unverschiefertem, homogenen Neosom des zentralen Migmatitbereiches separiert wurden, ergaben kaledonische Rb/Sr-Alterswerte von 421–461 Ma.
- Ein den Migmatit durchschlagender Granitgneis ergab ein Alter von 370 ± 28 Ma (SÖLLNER & HANSEN, 1987); ein weiteres Granitvorkommen, das als spätes Differentiat des Migmatits interpretiert werden kann, ergab, von den selben Autoren datiert, ein Alter von 444 ± 4 Ma.

Das Auftreten von prograd, unter Einbeziehung von Biotit gebildeten Sillimanit und jüngerem, post-deformativ gewachsenen Disthen steht mit der oben angesprochenen Altersabfolge in Einklang, kann aber auch mit P-T-Änderungen innerhalb eines einzigen Metamorphosezyklus erklärt werden.

Die Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen ergeben gemeinsam mit den Daten von SÖLLNER & HANSEN (1987) gerechnet einen schlecht definierten isochronen Alterswert von 455 ± 24 Ma (2σ). Auf Grund der präanatektisch sehr inhomogenen Gesteinsserien scheint eine vollständige Sr-Isotopenhomogenisierung bei der Teilaufschmelzung fragwürdig. Zusätzlich kann die unterschiedliche deformativ und retrograde Überprägung die Gesamtgesteine sekundär wieder unterschiedlich beeinflusst haben.

Das alpidische Geschehen läßt sich durch die Teilverjüngung der Glimmeralter erfassen. Die Ergebnisse stehen großräumig betrachtet in Einklang mit der Vorstellung einer gegen SE ansteigenden alpidischen Metamorphose im Ötztalkristallin. Im Kleinbereich schwankt die Beeinflussung beträchtlich, was auf einen lokal unterschiedlichen Deformationsgrad und stark variierende Fluidaktivität zurückgeführt wird.

Diese Arbeit ist unter demselben Titel in diesem Band nachzulesen.

JAVANMARDI, Mohammed Reza (Dissertation): **Kristallingeologische Untersuchungen am NW-Rand der Gurktaler Decke (Oberostalpin) NW Flattnitz (Kärnten/Steiermark, Österreich).**

Begutachter: Prof. FRANK

Doz. THÖNI

Eingereicht im Jänner 1991

Die unmittelbare Nachbarschaft der oberostalpinen Gurktaler Decke mit dem mittelostalpinen Altkristallin erweckte durch ihre paläogeographische Lage und ihre Entwicklungsgeschichte mehr und mehr das Interesse der Ostalpen-Geologen und förderte im Zuge ihrer Erforschung kontroverielle Ansichten ihrer Erforscher zutage, die bis heute noch Gegenstand der Ostalpen-Forschung geblieben sind. Zu den aktuellsten Untersuchungsergebnissen in diesem Zusammenhang gehören die Arbeiten von TOLLMANN (1987) und FRANK (1987).

Im Rahmen einer Neukartierung des Gebietes NW Flattnitz (Kärnten/Steiermark) wurden die dort auf engem Raum übereinanderliegenden Einheiten der Gesteinsserien am NW-Rand der oberostalpinen Gurktaler Decke in ihrer Strukturprägung, Lithologie, Petrographie und ihrer Metamorphosegeschichte untersucht, im wesentlichen im Mineralbestand und petrographisch in ihrer Metamorphoseentwicklung unterschieden und miteinander verglichen. Von Nord nach Süd (= vom Liegenden zum Hangenden) sind folgende Gesteinseinheiten aufgeschlossen:

Altkristallin

Permomesozoikum (Stangalm-Mesozoikum)

Oberkarbon-Sedimentgesteine der Gurktaler Decke

Gurktaler Decke, Stolzalpendecke

Im Altkristallin konnte aufgrund petrographischer und strukturgeologischer Ergebnisse eine variszische und eine alpine Metamorphose abgeleitet werden. Hinweise darauf ergaben sich aus Rb/Sr-Gesamtgesteins- bzw. Mineralalter (350–354Ma) sowie durch K/Ar-Datierungen, die eine Abkühlung um 90 Ma in den Bundschuh-Orthogneisen belegen. Die Metamorphose-Bedingungen dürften in beiden Metamorphoseereignissen die Grünschieferfazies nicht überschritten haben (FRIMMEL, 1987). Die alpinen Metamorphose-Bedingungen reichten zur Bildung von alpinem Granat (Gr II) aus. Die alpine Metamorphose wirkte in der Endphase retrograd, wobei eine gewisse Zunahme dieser Erscheinungen im Altkristallin vom Liegenden zum Hangenden belegt ist. Die retrograde Erscheinung ist an der Grenze zum Stangalm-Mesozoikum intensiver.

Die alpinen Deformationen erfaßten auch die Gesteinsserien des Stangalm-Mesozoikums. Für diese Gesteine kann eine niedrig temperierte grünschieferfazielle Metamorphose angenommen werden.

Zwischen dem Altkristallin, in erster Linie Bundschuh-Orthogneis und Orthogneisgeröllen des Oberkarbons der Gurktaler Decke, können sowohl im Mineralbestand als auch hinsichtlich ihres Gefüges mehrere Parallelen festgestellt werden.

Hinsichtlich der Deformationsentwicklung können einige Parallelen zwischen Kristallin und Stolzalpen-Decke sowohl variszisch und alpin festgestellt werden (analoge Deformation).

Ein weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit ergab sich aus dem Vergleich zwischen den Orthogneisgeröllen der Gurktaler Decke mit unmittelbar benachbartem mittelostalpinem (sensu TOLLMANN) altkristallinem Bundschuh-Orthogneis im Hinblick auf Lithologie, Strukturprägung und Zirkontypologie.

Bestehende Unterschiede zwischen Geröllen und anstehenden Bundschuh-Orthogneisen im Mineralbestand und Gefüge lassen sich durch zusätzliche Metamorphose-Überprägungen des Kristallins während der (eo)alpinen Metamorphose erklären, von der die Orthogneisgerölle z. T. weitgehend verschont geblieben sind.

Sieht man von sekundären verwitterungsbedingten Beeinflussungen in den Geröllen ab, entsprechen die Orthogneisgerölle und die anstehenden Orthogneise einander in ihrem Gesteinschemismus. Beide sind vergneister Granit s. str. bis Alkaligranite, ihren Spurenelementverteilungen nach entsprechen sie synorogenen collision granites nach PEARCE et al. (1984). Die Orthogneisgerölle sowie anstehende Orthogneise entsprechen geochemisch eindeutig S-Typ-Graniten.

Hinsichtlich ihrer charakteristischen Tracht, Morphometrie und Wachstumskurven konnten ähnliche Eigenschaften der Zirkone sowohl in den Orthogneisgeröllen als auch in den Bundschuh-Orthogneisen festgestellt werden. Daraus läßt sich die Herkunft beider Gesteinstypen aus einem ähnlichen Schmelzkomplex ableiten.

WOLDRON, Ronald (Diplomarbeit): Hydrogeologische Kartierung im Raum Neusiedl – Jois – Bruck – Parndorf.

Begutachter: Prof. P. FAUPL

Eingereicht: Jänner 1991

Im Zuge der Neuaufnahme des Gebietes konnten interessante neue Erkenntnisse sowohl in geologischer als auch in hydrogeologischer Hinsicht gewonnen werden.

- Das kristalline Grundgebirge tritt SW' des Schiefergebirges großflächiger zutage, als bisher in den Karten verzeichnet.
- Die Quarzitrippe im Hangenden dieser Kristallfläche konnte bis in den Bereich des Kobels verfolgt werden; W' des Schiefergebirges wurde eine auch morphologisch angedeutete Dolomitkuppe ausgeschieden.
- Der bisher als Quarzit kartierte Ostteil des Pirscherwaldes wird von der quartär überschotterten Basalkonglomeratserie des Karpat-Unterbadens gebildet. Die interessante morphologische Ausprägung des Gebietes (viele Kuppen und Täler) zeigt die rasche Hebungsphase an.
- E' des Pirscherwaldes treten Sande der Oberen Lagenidenzone auf. SE' von Jois stehen Kalkarenite des Mittelbadens als morphologisch ausgeprägte Kuppen an. Sogenannte „Leithakalke des Mittelbadens“ findet man auch noch im Nordosten des Kartierungsgebietes, unweit des Heidehofes, aufgeschlossen. Die Tonmergel und Sande zwischen Parndorf und Ungerberg konnten mit Hilfe von Makro- und Mikrofossilien gleichfalls ins Baden umdatiert werden. Im Bereich der Heidenwiesen liegen Tonmergel der Buliminen-Bolivinenzone vor.
- In der Senke zwischen Schieferberg und Jungenberg wurden Kalkarenitkuppen des Sarmat ausgeschieden. Die „Leithakalke“, die Schieferberg, Zeilerberg und Kobel ummanteln, konnten ins älteste Sarmat gestellt werden. SW' und NW' von Parndorf liegen Tonmergel der Nonion Granosum Zone vor, die gegen die Sedimente des Mittelbadens im E durch eine Bruchstörung abgegrenzt sind.
- In den sonst fossilereen Sedimenten des Ponts wurde NE' von Neusiedl eine Landschneckenfauna gefunden; anschließende Schlämmungen durch das Naturhistorische Museum Wien auf Kleinsäuger brachten eine Einstufung in die bisher in Österreich nicht dokumentierte Säugetierzone MN 10.
- Die Anlage des Haniftales zwischen Neusiedl und Parndorf ist durch ein bedeutendes tektonisches Element bedingt, welches ich als HANIFTALSTÖRUNG bezeichnen möchte. Bei Neusiedl beträgt die Sprunghöhe der W abgesenkten Tiefscholle ca. 200 m.
- Durch hydrochemische Analysen wurden Wasserwegsamkeiten innerhalb der Triasdolomite

belegt. Die Rekonstruktion der Einzugsgebiete gelang zusätzlich durch stabile Isotope.

- Im Ortsgebiet von Jois konnte die Trennfugendurchlässigkeit pannoner, respektive geringfügig quartär umgelagerter Tonmergel infolge tektonischer Zerrüttung mit Hilfe von Isotopenuntersuchungen (H^3 , O^{18}) nachgewiesen werden. Die somit mögliche Durchlässigkeit der im Seebereich an die Kalkarenite anlagernden feinklastischen Sedimente sollte bei der Erstellung von hydrogeologischen Modellen berücksichtigt werden.

GOTH, Alexander (Diplomarbeit): Zur Geologie der basalen Juraablagerungen (Grestener Schichten) des autochthonen Mesozoikums im Raume Höflein – Stockerau – Mauerbach, Niederösterreich.

Begutachter: Prof. P. FAUPL
Eingereicht im Jänner 1991

In der vorliegenden Diplomarbeit werden die Grestener Schichten des autochthonen Mesozoikums im östlichen Niederösterreich im Raume von Höflein – Stockerau – Mauerbach untersucht. Stratigraphisch umfassen diese Schichten Aalén bis Bathon. Firmenintern werden sie in Untere Quarzarenitserie, Untere Tonsteinserie, Obere Quarzarenitserie und Obere Tonsteinserie gegliedert. Die fazielle Gliederung erfolgte zuerst an Bohrkernen. Diese Kerne wurden mit den Bohrlochmessungen korreliert. Die Auswertung der Bohrlochmessungen ergab ein umfassendes Bild der diversen Fazies der Grestener Schichten.

Die Bezeichnung Quarzarenitserien erscheint nicht günstig, da es sich sowohl bei den Sandsteinen der „Unteren Quarzarenitserie“ als auch bei jenen der „Oberen Quarzarenitserie“ zum größten Teil um Arkosen bis Subarkosen handelt. Die Obere Tonsteinserie ist zumindest im vorliegendem Arbeitsgebiet keine eigene Serie, sondern ein Bestandteil der Oberen Quarzarenitserie, da keine scharfe Abgrenzung zur Oberen Quarzarenitserie zu erkennen ist und auch vergleichbare fossilreiche karbonatische Lagen in der Oberen Quarzarenitserie öfter vorkommen.

Die Grestener Schichten bestehen aus den Ablagerungen von zwei Deltabauten. Diese wurden vom Vorland Richtung SE vorgebaut. Der liegende Deltabau setzt sich aus der Unteren Quarzarenitserie, der hangende Deltabau aus der Unteren Tonsteinserie und Oberen Quarzarenitserie zusammen. Die Mächtigkeit des liegenden Deltabaus schwankt zwischen ca. 50 und 350 m; die Mächtigkeit

des hangenden Deltabaus schwankt zwischen ca. 15 und 1400 m. Beim liegenden Deltabau handelt es sich hauptsächlich um Ablagerungen der Deltaebene. Untergeordnet sind möglicherweise Sedimente des proximalen Bereichs der Deltafront vorhanden. Er konnte insgesamt in vier Abfolgen untergliedert werden. Jede Abfolge besteht aus zwei Subserien. Die liegende Subserie ist kohlenarm, in der darüber abgelagerten Subserie nimmt der Kohlegehalt gegen das Hangende zu. Den Abschluß der hangenden Subserie bildet ein 5–15 m mächtiges Kohleflöz. Nur die beiden mittleren Abfolgen sind vollständig entwickelt. Die Abschnitte sind zwischen den einzelnen Bohrungen gut korrelierbar.

Im hangenden Deltabau konnten Ablagerungen des Prodeltas und der Deltafront unterschieden werden. Sedimente der Deltaebene fehlen, möglicherweise wurden sie erodiert. Die Untere Tonsteinserie repräsentiert das Prodelta, die Obere Quarzarenitserie die Deltafront.

Die Sedimentation der Grestener Schichten wird von synsedimentärer Tektonik beeinflusst. Besonders im Gebiet um Stockerau kam es während der Sedimentation der Oberen Quarzarenitserie zu starken Absenkungen, wodurch die Sandpakete dieses Raums fast doppelt so dick sind, wie in Höflein oder Mauerbach.

WEISSENBÄCK, Markus (Diplomarbeit): Quartärgeologische Bearbeitung der Nördlichen Gesäuseberge (Ennstal/Steiermark).

Begutachter: Doz. D. van HUSEN
Eingereicht im Februar 1991

Durch die Kartierung der nördlichen Gesäuseberge konnte an die von G. SPAUN (1964) und D. van HUSEN (1968) veröffentlichten Arbeiten über das Quartär des Ennstales angeschlossen und eine Neuinterpretation der von O. AMPFERER (1935) gegebenen quartärgeologischen Entwicklung im Würm für das Gesäuse vorgenommen werden.

So konnte gezeigt werden, daß es sich bei den hohen Konglomeraten beim Scheibenbauer/Hieflau, die sich auf einem prämindeleiszeitlichen Talbodenniveau 150 m über der Enns befinden, wahrscheinlich um Rückzugsschotter der ausgehenden Mindel-eiszeit handelt. Besonders ihre petrographische Zusammensetzung, die große Mächtigkeit von knapp 200 m und Andeutungen vom Vorhandensein gekritzter Gerölle weisen sie als glazio-fluviatile Schotter eines sehr großen Gletschers, ähnlich dem Reißgletscher, im Ennstal aus. Da die Grundmoränenreste des Reißgletschers, wie G. SPAUN (1964) zeigte, unterhalb des prämindeleiszeitlichen Talbodens abgelagert wurden und die hohen Schotter nie unter die

sen herabreichen, können sie nur dem Mindelgletscher entstammen und mit ähnlichen hochgelegenen Schotterbildungen des Ennstales oberhalb und unterhalb des Gesäuses parallelisiert werden (vgl. D. van HUSEN: 1968:255–256).

Bei den Gehängebrekzien, deren Bildung wahrscheinlich im großen Interglazial angenommen werden kann, zeigte sich, daß sie durchwegs an Vorkommen von Werfener Schichten, Haselgebirge und Raibler Schichten gebunden sind. Ihre Entstehung verdanken sie der Tatsache, daß mächtige starre Kalkmassen über plastischen Gesteinen liegen, woraus Instabilitäten in den Triaskalken resultieren. Diese Vorgänge bedingten einen stellenweise mächtigen Schuttanfall, der in Form von häufigen Felsstürzen und murenartiger Schuttströme zum überwiegenden Teil während des Mindel-Riß-Interglazials abgelagert wurde. Für einige kleinere Vorkommen von Gehängebrekzien wäre auch ein jüngeres Entstehungsalter denkbar. Die spärlichen Rißmoränenreste des nördlichen Gesäuses gehören allesamt dem Hauptvorstoß des Rißgletschers an, der nach D. van HUSEN (1968) nachweislich kristallines Material bis in die Voralpen transportierte. Die Eisoberkante des Rißgletschers kann im Gesäuse bei ca. SH 1400 - 1500 m vermutet werden.

Für das Würmhochglazial konnte bewiesen werden, daß der Ennsgletscher, entgegen der Annahme von O. AMPFERER (1935), in die Gesäuseschlucht bis zur Hartlgrabenmündung eindringen konnte (PENCK: 1909, S.229), wie meine Funde von gekritzten Geschieben in der Niederterrasse bei Hieflau belegen. Diese Kritzer hätten einen größeren fluviatilen Transport durch die Gesäuse sicher nicht überdauert. Die Bildung der Niederterrasse konnte mit Hilfe einer palynologischen Beprobung einer eingeschalteten Lehmlage in eine sehr vegetationsarme Zeit (Würmhochglazial ?) eingestuft werden. Ebenso fällt die mächtige Eigenvergletscherung des Gesäuses in das Würmhochglazial, wie aus der Verzahnung einer Sanderschüttung eines Lokalgletschers mit der Niederterrasse bei Hieflau hervorgeht. Somit sind die lokalen Moränenbildungen keiner „Schlußvereisung“ nach O. AMPFERER (1935) zuzuordnen.

Nach dem raschen Rückzug des Ennsgletschers aus der Gesäuseschlucht kam es zu einem sehr kurzen Vorrücken einiger, in die Gesäuseschlucht abfließender, Lokalgletscher, dessen Gründe wahrscheinlich in eis- bzw. gletscherdynamischen Ursachen liegen.

Für das Würmhochglazial ergab sich aus verschiedenen GWL-Berechnungen an rekonstruierten Lokalgletschern eine GWL-Höhenlage in 1000 m Seehöhe.

SALZER, Fritz (Diplomarbeit): Strukturgeologische Untersuchungen an der Teichlstörungszone zwischen dem Steyr- und dem Almtal (Oberösterreich).

Begutachter: Prof. TOLLMANN

Eingereicht im März 1991

In der vorliegenden Arbeit werden strukturgeologische Erscheinungen entlang der Teichlstörungszone zwischen dem Steyrtal und dem Almtal (oberösterreichische Kalkvoralpen) dargestellt.

Die Arbeit setzt sich aus einem theoretischen Teil mit der Arbeitsmethodik sowie aus den Ergebnissen der Geländeaufnahmen und der Auswertung und Interpretation dieser Daten zusammen.

Das Hauptaugenmerk liegt dabei in der Aufnahme von Spröddaten und Faltenstrukturen, um daraus Informationen über die Anordnung der Paläospannungsachsen zu erhalten. Anschließend wurde versucht, mit den erzielten Kenntnissen Aussagen über die Lage, den Bewegungssinn, die Begleitstrukturen und den Mechanismus der Teichlstörung zu treffen.

Aus den im Gelände gewonnenen Daten wie Harnischflächen, Harnischlineare, Kluftflächen und b-Achsen wurde mit Hilfe verschiedener Computerprogramme die Hauptspannungsachsen σ_1 , σ_2 und σ_3 ermittelt und durch verschiedene graphische Verfahren dargestellt.

Daraus ergab sich ein Beanspruchungsplan, der natürlich bei Nichtberücksichtigung der Rotation des gesamten Kalkalpenkörpers, nur auf die heutigen Lagerungsverhältnisse bezogen sein kann.

Das Maximum der Kompressionsrichtung liegt bei NE bis ENE gegen SW bis WSW. Sie ist einerseits der Hauptrichtung des Deckentransports zuzuordnen, und andererseits ist sie für eine linklaterale Bewegung an der Teichlstörung verantwortlich. Als zweite Richtung, die v. a. durch Faltenstrukturen belegt ist, tritt eine NW-SE Kompression auf. Sie ist im Verhältnis zur vorher beschriebenen Richtung jünger und steht nahezu senkrecht auf diese.

Da die im Untersuchungsgebiet entlang der Teichlstörung in Fenstern auftretenden Flyschgesteine ein Alter von Oberkreide – Alttertiär aufweisen, muß der letzte Bewegungsakt im Alttertiär oder noch später stattgefunden haben.

Die Teichlstörung selbst kann als sinistrale strike-slip fault (WNW-ESE streichend) bezeichnet werden. Als Begleitstrukturen treten ungefähr E-W streichende sinistral bewegte synthetische sowie ungefähr NNE-SSW streichende dextrale antithetische „riedel shears“ auf.

Über den absoluten Versetzungsbetrag an der Störung gibt es keine Hinweise.

Obwohl die Störung selbst einen stark transgres-

siven Charakter (Theta-Winkel: 60–70°) aufweist, sind in den Spröddaten nur Horizontalbewegungen enthalten. Dadurch bleibt der Mechanismus, der den Flysch an die Oberfläche gebracht hat, weiterhin ungeklärt.

HOMAYOUN, Mandana (Diplomarbeit): Faziesanalyse der Unter- und Mittelkreideschichtglieder der Ybbsitzer Klippenzone.

Begutachter: Prof. FAUPL
Eingereicht im März 1991

Die feinkörnigen Unter- und Mittelkreideflysche der Ybbsitzer Klippenzone lassen sich aufgrund lithofazieller Untersuchungen in verschiedene Faziestypen untergliedern:

1. Über den Fasselgrabenschichten (Tithon-Berrias), welche turbiditische Feinbrekzienlagen führen, folgt eine turbiditische Kalksiltserie, die als **Glosbachschichten** bezeichnet wird. Es handelt sich hierbei um eine Folge aus Tonsteinen, Mergeln und Siltsteinen, die distale Turbidite verkörpern. Derzeit sind die Glosbachschichten nur aus der Kieselkalkzone im Gebiet NW' von Kirchberg/Pielach, die die östliche Fortsetzung der Ybbsitzer Klippenzone darstellt, bekannt.
2. Über den Glosbachschichten folgen die **Haselgrabenschichten** (höhere Unterkreide). Sie bestehen aus Brekzien, Kalksandsteinen, biogenreichen Sandsteinen und Tonsteinintervallen. Sie können in 4 Faziestypen untergliedert werden. Die Fazies 1 verkörpert Gesteine die sich mit der BOUMA- Abfolge gliedern läßt, Fazies 2 stellt biogenreiche z.T. gradierte Sandsteine dar. Fazies 3 besteht aus Schlamm-turbiditen oder Kontouriten, deren Genese nicht eindeutig geklärt werden konnte. Fazies 4 wird durch eine Siltsteinfazies repräsentiert, die das Te-Intervall der BOUMA-Abfolge verkörpert.
3. Die Mittelkreide setzt sich aus hellglimmerführenden, siliziklastika- und dolomitreichen, feinkörnigen Sandsteinen, den **Ybbsitzer Schichten** zusammen. Sie gelten als Ablagerungen von high-density-turbidity currents. Bei der Untersuchung des terrigenen Materials standen vor allem Schwermineraluntersuchungen im Vordergrund. Die Glosbachschichten (tieferer Unterkreide) erwiesen sich als schwermineralfrei. Bei den Haselgrabenschichten (höhere Unterkreide) war ein deutliches Vorherrschen des Schwerminerals Granat gegenüber den stabilen Mineralen Zirkon, Turmalin und Rutil zu erkennen. Chromspinell tritt bereits in einigen

Präparaten sehr untergeordnet auf. Die Ybbsitzer Schichten (Cenoman-Turon) sind durch reiche Schwermineralspektren gekennzeichnet, die unterschiedliche Gehalte an Granat und stabilen Mineralien aufweisen. Ein eindeutiger Trend ist nicht erkennbar. Chromspinell ist zum Teil mit hohen Prozentanteilen vertreten. Generell nimmt die Schwermineralführung und der Anteil an Siliziklastika von den liegenden zu den hangenden Schichtgliedern in der Ybbsitzer Klippenzone zu.

Über die paläogeographische Einordnung der Ybbsitzer Klippenzone gibt es divergierende Meinungen. Sie wird sowohl als Basis der Flyschzone (W. SCHNABEL, 1979) oder als südpenninisches Element gesehen (K. DECKER, 1987). Aufgrund petrographischer Untersuchungen, den Vergleich mit südpenninischen Schichtfolgen und der gleichen tektonischen Position, unmittelbar im Liegenden ostalpiner Einheiten, wird die Ybbsitzer Klippenzone als südpenninisches Element betrachtet.

FERKL, Richard (Diplomarbeit): Hydrogeologische Kartierung im Raum Breitenbrunn – Winden (Nordburgenland/Österreich).

Begutachter: Prof. FAUPL
Eingereicht im März 1991

Die hydrogeologischen Aufnahmen des SE' Leit-hagebirges stellen Ergänzungsuntersuchungen zur Wasserhaushaltsstudie des Neusiedler Sees dar. Das Gesamtprojekt umfaßt die interdisziplinäre Zusammenarbeit von hydrologischen, isotopehydrologischen und hydrogeologischen Fachgruppen.

Primäre Zielsetzung ist die Abschätzung des Umfangs und der Art der Anreicherung von Abflüssen aus dem Kristallin im Aquifer tertiärer Karbonate, sowie die entsprechende Erfassung von Grundwasser-austritten dieses Karstaquifers zum See. Um nähere Aussagen zu ermöglichen, ist es innerhalb des meist schlecht aufgeschlossenen Gebietes unerlässlich, im Rahmen der hydrogeologischen Erhebung Geophysik und Bohrungen einzusetzen. Dies erfolgte für den näher untersuchten Abschnitt des Doktorbrunngrabens - Ackerlbach. Durch Tracermethodik wurde im Anschluß an die Vorarbeiten ein Feldversuch situiert, um direkten Einblick auf das lokale Fließverhalten des komplex aufgebauten Karstaquifers zu erhalten.

Maßgeblich wird die Permeabilität des aus Kalkareniten bestehenden tertiären Karstaquifers durch folgenden Faktoren geprägt:

- Porosität aufgrund unvollständiger Zementation;
- Klüftigkeit entlang tektonisch beanspruchter Zonen, sowie Zerrklüfte.

Letztere Faktoren sind auch für das Durchlässigkeitsverhalten des Kristallins und der permotriatischen Sedimente von Bedeutung, wobei innerhalb des Kristallins bereits eine Erweiterung des Aquifers durch die Verwitterungszone besteht.

Im tonigen Pannon ist aus dem Bereich Purbach eine schwache Durchlässigkeit entlang feiner Klüfte bekannt. Derartige Feinklüftung der pannonen Tone konnten im Kartierungsgebiet nicht beobachtet werden.

Dem Aquifer quartärer Sedimente kommt quantitativ keine größere Bedeutung zu. Wesentlich allerdings ist das Ausmaß vorherrschend landwirtschaftlicher Verunreinigungen des oberflächennahen Grundwassers. Dadurch ist auch eine Bedrohung des Grundwassers aus dem Karstaquifersystem gegeben, sowie für die überregionale Trinkwasserversorgung aus diesem Raum. Des Weiteren liegt Verunreinigung durch das örtliche Kanalnetz vor, sowie Gefährdung durch wilde Deponien, die ohne Abdichtung direkt innerhalb der tertiären Karbonate liegen.

FRIK, Gerd (Diplomarbeit): Die quartären Ablagerungen des Almtales zwischen Scharnstein und Fischböckau (Oberösterreich)

Begutachter: Doz. van HUSEN
Eingereicht im März 1991

Ziel dieser Diplomarbeit war die Klärung der quartärgeologischen Verhältnisse im mittleren Almtal.

Zwei Niederterrassensysteme folgen dem Verlauf der heutigen Alm. Ob beide Systeme eigenständige Schüttungen repräsentieren, oder ob das tiefe Niveau eine Erosionsterrasse darstellt, konnte nicht festgestellt werden.

Endmoränennahe Ablagerungen eines rißzeitlichen Almgletschers sind am südlichen Ortsrand von Haid (Gemeinde Scharnstein) vorhanden. Die geringe Zahl der Aufschlüsse macht eine genauere Eingrenzung eines rißzeitlichen Gletscherstandes zwar nicht möglich, doch deuten verschwemmte Moränenreste bei Dorf südlich von Haid darauf hin, daß die größte Ausdehnung eines rißzeitlichen Gletscherstandes zwischen Dorf und Haid angenommen werden kann. Von diesem Gletscherstand ausgehend wurde ein Hochterrassensystem geschüttet, dem in der Traun-Enns-Platte die schon von H. KOHL (1955) als rißzeitlich eingestufte Pettenbach-Schotterflur zugeordnet wird. Spätrißzeitlich verlegte die Alm ihr Bett nach W und legte die Erosionsflächen von Egenstein und Vorchdorf an (siehe auch H. KOHL, 1955).

Die Terrassenkörper des Jüngeren Deckenschotter entlang des Aiterbaches bedecken eine aus dem Alm-

tal herausführende prämindelzeitliche Rinne. Sie werden in Übereinstimmung mit den Analysen von H. KOHL (1974) als mindelzeitliche Schüttungen einer Alm verstanden. Der Jüngere Deckenschotter von Gundendorf ist nach petrographischen Untersuchungen ebenfalls aus dem Almtal geschüttet worden, dürfte aber erst in der Endphase der Schuttakkumulation angelegt worden sein (siehe auch H. KOHL, 1955).

Für die Weiße Nagelfluh konnten sowohl die, von mindel- und günzzeitlichen Körpern unabhängige Schüttung aus dem Almtal, wie auch die kaltzeitliche Entstehung der Fluren festgestellt werden.

Die von H. KOHL (1955) erkannten günzzeitlichen Endmoränen bei Vorchdorf wurden, soweit sie das Arbeitsgebiet betrafen, genauer gegliedert. Die Sedimente südlich von Vorchdorf sind besser als endmoränennahe Ablagerungen anzusehen. Besondere Erwähnung sollen dabei subglaziale Rinnensedimente finden, die entlang der Alm südlich von Eggenberg kartiert werden konnten. Günzzeitliches Alter wird, den Datierungen von H. KOHL (1958) folgend, angenommen.

Schließlich wurde der Versuch unternommen, die Herkunft des kristallinen Spektrums, das in den pleistozänen Körpern der Alm auftritt, festzustellen. Die Proben umfaßten ausschließlich Komponenten, die im unmittelbaren Hinterland auftreten. Als Lieferant dieses Kristallingehaltes sind das Randceoman und Grestener Schichten des Südultrahelvetikums, die beide im Einzugsbereich der Alm anstehen, anzusehen.

LANG, Michael (Diplomarbeit): Geologisch-geomorphologische Untersuchungen zum Mechanismus der Massenbewegung Reißkofel-Jochalm (Gailtal, Kärnten).

Begutachter: Doz. van HUSEN
Eingereicht im April 1991

An der Südflanke des Reißkofels kommt es im Bereich des sogenannten Reißkofelkares (N' Reisach im Gailtal) in teils massigen, triassischen Karbonaten zur Ausbildung einer ausgedehnten Massenbewegung. Unterlagert werden die Karbonate von Gesteinen des Permoskyths (Sandsteine und Tonschiefer) und des Gailtalkristallins (Phyllite, Glimmerschiefer). Diese im Gegensatz zu den Karbonaten weichen und plastischeren Gesteine induzieren Spannungen in den spröde reagierenden Karbonaten, das deren Zerbrechen zur Folge hat. Es treten zwei Formen des Versagens auf: 1. Kippen von Großluftkörpern und 2. Langsames „In-Sich-Zusammensacken“ von Hangbereichen.

1. Im Bereich der beiden Karflanken (Biwakschachtel und Alplspitz) kommt es im massigen Wettersteinkalk infolge des Nachgebens des weichen Sockelmateriale zur Ausbildung von Großluftkörpern, die durch E-W verlaufende Großklüfte vom Reißkofel massiv getrennt sind. Das verstärkte Auspressen des Sockelmateriale an den flankennahen Bereichen bedingt ein rascheres Einsinken der Vorderkanten der Großluftkörper als der bergwärts gelegenen. Dies führt zu einer Kippbewegung der Großluftkörper gegen das Gailtal. Daneben treten noch jüngere, gering geöffnete, N-S verlaufende Klüfte auf, die die Großluftkörper zerlegen und die deren Auflösung zum freien Vorland des Kares anzeigen. Die Entstehung dieser orthogonal verlaufenden Klüfte ist dabei eng verknüpft mit dem glazialen Geschehen in diesem Gebiet. Die Bildung der weitgeöffneten, E-W verlaufenden Klüfte hat wahrscheinlich gleichzeitig mit dem Abschmelzen des Gailtalgletschers eingesetzt, als das Kar selbst im Spätglazial noch mit einem Gletscher erfüllt war. Erst nach Abschmelzen dieses Kargletschers setzte auch die Bewegung in das Kar ein, wodurch das N' verlaufende Kluftsystem gebildet wurde. Die rezente Aktivität beider Kluftsysteme wird durch ein Meßprogramm erfaßt.
2. Nach Abschmelzen des Kargletschers wurde die glazial übersteilte Rückwand des Reißkofelkares auf den weichen Sockelmateriale ebenfalls instabil. Es kam dabei zu einem gravitativ-bedingten „In-Sich-Zusammensacken“ von Hangbereichen unter Ausbildung von geringmächtigen, scheinartigen Schollen. Die langsame Bewegung führt dabei innerhalb der einzelnen Schollen zu einer intensiven Auflockerung und Entfestigung des Gesteinsverbandes (Bildung von Kleinkluftkörpern), die in weiterer Folge eine allmähliche Auflösung der abgessenen Masse bewirken. Damit im Zusammenhang standen im Kar immer wieder auftretende Felsstürze, die durch verschieden alte Generationen an Felsblöcken > 10 m³ zu belegen sind. Die morphologischen Formen der Hänge und häufig beobachtete Murengänge in der jüngsten Vergangenheit weisen auf rezente Aktivität hin.

Im SE des Reißkofels wird der Berggrücken der Jochalm, der aus polymetamorphen Phylliten und Glimmerschiefern besteht, ebenfalls von einer großen Hangbewegung erfaßt. In den steilstehenden, aufgrund der Schieferung und Klüftung hochteilbeweglichen Gesteinen kam es infolge einer gravitativen Bewegung zur freien Oberfläche zu einem Umbiegen der Gesteinsserien. Morphologisch kommt die Bewegung, die als großdimensionales und tiefgreifendes

Hakenschlagen (toppling) angesehen werden kann, in Form von grabenartigen Vertiefungen und hangparallelen Rippen zum Ausdruck. Diese verlaufen parallel zum Gailtal und zur Talfurche N' der Jochalm. Auch hier ist ein Zusammenhang mit dem Abschmelzen des Gailtalgletschers gegeben, wobei anzunehmen ist, daß die Bewegungen während oder unmittelbar nach dem Schwinden des stützenden Eises einsetzten.

SCHOPPER, Thomas (Diplomarbeit): **Struktur-geologische Untersuchungen als Hilfe für die tektonische Deutung des Bewegungsmechanismus des Wiener Beckens.**

Begutachter: Prof. TOLLMANN
Eingereicht im April 1991

In der vorliegenden Arbeit wurde mit Hilfe strukturgeologischer Untersuchungen versucht, nähere Informationen über die Art des Mechanismus, der die Zerrung im Bereich des Wiener Beckens verursachte, zu gewinnen. Dabei stellte sich in erster Linie die Frage, ob das Wiener Becken als Grabenbruchsystem oder als „pull-apart“-Becken zu interpretieren sei. In seiner strukturellen Anlage zeigt das Wiener Becken zahlreiche Züge, die für die Beteiligung eines „pull-apart“-Mechanismus bei der Genese des Wiener Beckens sprechen (rhomboedrische Form, „flower-structure“ im Bereich der Mitterndorfer Senke, „en-echelon“-Anordnung einzelner Bruchsysteme, etc.); der eindeutige Nachweis einer jungen horizontalen Bewegungskomponente, die diese Strukturen im Bereich des Wiener Beckens verursachte, konnte allerdings nicht erbracht werden. Die strukturelle Entwicklung der am Leopoldsdorfer Verwurf bzw. am Steinbergbruch abgesenkten Tiefsholle läßt sowohl ein Verflachen der Bruchflächen gegen die Tiefe, als auch ein Gleichbleiben des Einfallens und somit eine Fortsetzung in das autochthone kristalline Basement zu. Entlang des Beckenrandes wurden die alpinen Einheiten im Westen zwischen Wien und dem Semmering-Gebiet sowie das Leithagebirge und die Hainburger Berge im Osten nach strukturgeologischen Gesichtspunkten analysiert. Die aufgenommenen Geländedaten wurden mittels spezifischer Computerprogramme ausgewertet und zur Erstellung von Paläostressanalysen herangezogen. Dabei lassen sich im Randbereich des Wiener Beckens in groben Zügen drei Deformationsphasen erkennen:

1. An den Deckentransport gebundene, gegen NNW- bis NW-gerichtete kompressive Phase für den Zeitraum vor dem Baden,

2. Rotation der Achse maximaler Spannung gegen den Uhrzeigersinn,
3. im Baden einsetzende W-E gerichtete Extension.

PRESSEL; Christian (Diplomarbeit): Strukturprägung und Metamorphosegeschichte der Tauernschieferhülle zwischen Umbal- und Maurertal, Osttirol.

Begutachter: Prof. FRANK
Eingereicht im April 1991

Im Zuge einer Diplomarbeit wurden Untersuchungen zur Struktur- und Metamorphosegeschichte der Hohen Tauern, im Bereich der Oberen Schieferhülle und deren Basis südlich des Venedigerstockes zwischen dem Dorfertal und Dabertal, durchgeführt. Die primär aus den Oberjura stammenden tonig-kalkigen Geosynklinalsedimente und basische Effusiva der Oberen Schieferhülle inklusive triadischen Untergrund, sowie die pelitischen bis sandigen Ausgangsgesteine an deren Basis, haben ihre metamorphe Prägung im wesentlichen in zwei (bzw. drei) voneinander trennbaren Ereignissen erfahren.

Das erste wahrscheinlich eoalpine eklogitische Hochdruckereignis läßt sich nur mehr schemenhaft in Form eines Symplektites ersehen, wobei innerhalb der Glocknerdecke keine Hinweise auf eine eklogitische Vergangenheit bestehen. Innerhalb dieses tektonischen Stockwerks konnte eine blauschieferfazielle Vergangenheit, in Form von Lawsonitpseudomorphosen, welche in manchen Prasinitkomplexen ihren rautenförmigen Umriß bewahrt haben und von der Hauptdeformation, die im gesamten Gebiet eine Umschieferung bewirkte (einheitliches steiles S-Fallen), nicht zerstört wurden, nachgewiesen werden. Im Zuge dieser tertiären grünschieferfaziellen Überprägung (mit synkinematischen Metamorphosehöhepunkt) des gesamten tektonischen Stapels kam es zu einer intensiven Verfaltung und zur Ausbildung einer penetrativen achsenebenenparallelen Schieferung, die in allen Gesteinen das dominante S darstellt und wahrscheinlich mit der Platznahme der Glocknerdecke im Zusammenhang steht. Die Deformation wurde von einer nordvergent scherenenden Bewegung begleitet.

Besonders in den anisotropen Metapeliten kam es bei anhaltender Bewegung zur Ausbildung von NNW vergentem Scherbändern und zu einer starken Chloritisierung der Gesteinskomplexe, was mit einer erhöhten Fluidzufuhr (durch eine Druckentlastung der Deckenstapel) im Zusammenhang steht.

Eine Feinfältelung mit unterschiedlicher Vergenz lief unter kühleren Bedingungen aus. Die Südvergenz

steht wahrscheinlich mit dem Abgleiten der höheren Deckenelemente nach der Hebung des Zentralteils des Pennins in Verbindung.

REITNER, Jürgen M. (Diplomarbeit): Geologisch-geomorphologische Untersuchungen zum Mechanismus der Massenbewegungen im Gailtalkristallin zwischen Gitsch- und Gailtal (Kärnten).

Begutachter: Doz. van HUSEN
Eingereicht im Mai 1991

Der Höhenzug zwischen Gitsch- und Gailtal wurde von großflächigen, tiefgreifenden, gravitativ bedingten Massenbewegungen erfaßt.

Polymetamorphe diaphthoritische Glimmerschiefer, Phyllonite und Augengneise des „Gailtalkristallins“ bauen den überwiegenden Teil des Höhenzuges auf. Die für die Massenbewegungen relevanten mechanischen Eigenschaften dieses Materiales (z. B. Anisotropie, Teilbeweglichkeit) sind hauptsächlich durch die Schieferungsfläche s_2 gegeben.

An den nordschauenden Gitschthängen sind typische Sackungen mit Bergzerreißung am Rücken und Talzusub am Böschungsfuß zu sehen. Bei einem Großteil dieser Böschungen innerhalb der von Glimmerschiefern dominierten Gebiete handelt es sich um Isoklinalhänge, wobei der Fallwinkel der steil gegen N fallenden Schieferungsflächen (s_2) größer ist als die Böschungsneigung. Das bedingt ganz typische Verformungsbilder im Gefüge.

Im Zuge der Hangbewegung kommt es talwärts zu einer Internrotation der s_2 -Flächen und zu einer Interdeformation des Materiales. Als Produkt dieses Prozesses liegen am Böschungsfuß in kleine rhomboedrische Kluffkörper zerlegte Felschollen mit überkippten flachen Südfallen der s_2 -Flächen vor.

Im Bereich der Hochwarter und Chimanger Höhe liegen zwei Generationen von nordgerichteten Massenbewegungen vor. „Ältere“, parallel zur Achse des Gitschtales verlaufende und im Streichen der gegen NE fallenden Schiefer liegende Zerrgräben werden von „jüngeren“ Abrißkanten, die parallel zu den Quelltrichtern auf der Nordseite ausgerichtet sind, spitzwinkelig geschnitten. Letztere stehen im Zusammenhang mit einem großen, heute noch beobachtbaren Massenabtrag innerhalb der Quelltrichter auf der Nordseite.

An den südschauenden Gailtalhängen reagierten die steil gegen N, und damit in den Hang fallenden Schiefer nach dem Abschmelzen des Gaileises, auf die fehlende Einspannung mit einem großdimensionalen, tiefgreifenden Hakenschlagen („toppling“). Der maximale Tiefgang dieses Bewegungstypes, wurde im

Bereich S' Kreuther Höhe (1440 m) anhand von Gefügeverstellungen mit mehr als 100 m erfaßt.

Morphologischer Ausdruck dieser Verformung sind grabenartige Vertiefungen, hangparallele Rippen und Verebnungen die parallel zur „freien Oberfläche“ dem Gailtal verlaufen.

Im Bereich S' Kilzer und in den talnahen Bereichen zwischen Kirchbach im Gailtal und Krieben reagierte der Böschungsfuß auf die gesteigerte Auflast durch das „toppling“ mit einer sackenden Ausgleichsbewegung, unter Ausbildung von Abrißkanten und konvex geformten Fuß. Zwischen Kirchbach und Krieben ist letzterer zum Teil von den Alluvionen des Gailtales bedeckt. Ein geschichteter Eisstaukörper (Sand, Kies) NE' Kameritsch, auf bereits gekippten Schiefern sedimentiert, belegt, daß die Massenbewegungen parallel zum Abschmelzen der Vergletscherung einsetzte.

Eine Handbohrung in einem in einer Zerrspalte gebildeten Moor am Kameritscher Berg ermöglichte die pollenanalytische Datierung der ältesten organogenen Lage, der Gytjtja. Das Datum „Ältere Dryas – Alleröd“ (12 600 – 11 000 aBP) gibt ein „Mindetalter“ für den Beginn der großräumigen Massenbewegung.

„Frische“ Formen in diesem leicht verwitterbaren Material sind Zeugen, daß große Areale durch „jüngst“ erfolgte bzw. rezente Bewegungen geprägt sind.

WEIXELBERGER, Günther (Diplomarbeit): Beitrag zur Weißerdsprospektion im Nordostsporn der Zentralalpen (Niederösterreich und Steiermark).

Begutachter: Prof. FAUPL
Eingereicht im Juni 1991

In der Literatur finden sowohl der Begriff Weißschiefer, als auch Leukophyllit für dasselbe Gestein Verwendung. Da in den meisten zuletzt erschienenen Werken überwiegend der Begriff Weißschiefer bevorzugt wird, möchte ich mich dieser Bezeichnung anschließen. Der Begriff Weißerde ist technischer Natur und bezieht sich auf den bergmännisch gewinnbaren Weißschiefer.

Die mineralogischen Hauptkomponenten der Weißschiefer sind Quarz, Serizit und Chlorit, als wesentliche Nebengemengteile sind Feldspat und Karbonat zu nennen. Dieser Zusammensetzung entsprechen sowohl die Weißschiefer des Alpenen Verrucano als auch des Grobgneises.

Trotz der tektonisch und genetisch vollkommen unterschiedlichen Stellung des Alpenen Verrucano und des Grobgneises ist aus beiden ein nahezu identes Umwandlungsprodukt entstanden. Als la-

gerstättenkonstruktiver Faktor ist die Tektonik in Kombination mit metamorphen Fluids zu nennen. Die Verwitterung als Genesefaktor ist auszuschließen, da sie nur in oberflächennahen Bereichen durch Kornverkleinerung zur Umbildung in völlig strukturlose Weißerde führt.

Über die tektonischen Verhältnisse im Alpenen Verrucano, speziell der Lagerstätte Aspang, geben genauere Untersuchungen in dieser Arbeit Auskunft. Ausgeprägte s-c-Gefüge dominieren, die Verformung kann jedoch bis zur vollkommenen Mylonitisierung führen. Dehnungsfaktor und Rekristallisation als Folge der Drucklösung prägen das Bild im Dünnschliff. Im Grobgneis ist das Vorkommen der Weißschiefer großteils im Hangenden der Einheit angesiedelt, in unmittelbarer Nähe zu den überlagernden Gesteinen. Als Beispiel seien hier die prospektierten Gebiete in der Oststeiermark zu nennen. Im südlichen Niederösterreich führten Untersuchungen zu der Erkenntnis, daß Weißschiefer bis zu einem gewissen Grad an Störungen gebunden sein können (z. B. Lichtenegg, Klingfurth).

Die tektonischen Aktivitäten führten zur Erhöhung der Wegsamkeit für die Fluids. Ein Nachweis für hydrothermale Tätigkeiten konnte nicht erbracht werden.

Der gegenwärtige Stand der Kenntnis erlaubt eine sinnvolle Prospektion auf Weißschiefer nur mittels konventioneller Geländetätigkeit in Verbindung mit Bohrerkundung. Sämtliche angewandte geochemische und vor allem physikalische Untersuchungsmethoden führten zu keinen eindeutigen und aussagekräftigen Ergebnissen.

THINSCHMIDT, Andreas (Diplomarbeit): Zur Geologie und Sedimentologie der Eggenburger Bucht (Niederösterreich).

Begutachter: Prof. FAUPL
Eingereicht im Juni 1991

Der Sedimentationsraum der Eggenburger Bucht (Niederösterreich) im basalen Eggenburgien (U-Miozän) wird auf Grund von Schwermineralanalysen in einen hochenergetischen äußeren Bereich östlich des Manhartsbergzuges (Außenrand-Provinz) und in einen inneren Bereich mit ruhiger Sedimentation westlich des Manhartsbergzuges unterteilt. Der innere Bereich kann, bedingt durch die starke Strukturierung des überfluteten Grundgebirges, in drei Teilbuchten gegliedert werden: Maigner Bucht, Kattauer Bucht und Zogelsdorfer Bucht, wobei der Raum um Eggenburg lokale Eigenheiten zeigt. Mit einer neuerlichen und weiter ausgreifenden Transgression im oberen Eggenburgien stellten sich in der Eggenburger Bucht weitestgehend einheitliche Sedimentationsbe-

dingungen und Schwermineralspektren ein.

Es wurde darüberhinaus ein östlich von Eggenburg gelegenes Gebiet zwischen Grafendorf, Roggen-dorf, Röschitz und Wartberg, das der Außenrand-Provinz zuzuordnen ist, kartiert. Am geologischen Aufbau dieses Gebietes sind vor allem regional ver-schieden stark deformierte Granite und Granodiorite des Thaya-Batholithen beteiligt, wobei lithologisch vier Typen unterschieden werden. In ihrem Gefolge treten geringmächtige Aplite, Pegmatite und Granodioritporphyre auf, die ebenfalls Spuren postkristal-liner Deformation zeigen. Der größte Teil des Kar-tierungsgebietes ist allerdings mit Lößablagerungen bedeckt. Miozäne Ablagerungen treten nur in weni-gen Aufschlüssen unter dem Löß hervor.

PERESSON, Herwig (Diplomarbeit): Kinematische Analyse von Störungsflächen und Folgen für die „strike-slip“-Tektonik an der Wolfgangseestörung (Salzburg).

Begutachter: Prof. TOLLMANN
Eingereicht im Juni 1991

Strukturgeologische Untersuchungen mit Schwer-punkt auf der Analyse von Bruchstrukturen zur Er-mittlung von Paläostressfeldern wurden im Bereich der NW-SE streichenden Wolfgangseestörung in den Nördlichen Kalkalpen (30 km E' Salzburg) aus-geführt. Mit Hilfe von erstellten Computerprogram-men konnte eine große Anzahl von Störungsflächen bearbeitet werden.

Es zeigt sich, daß die Entwicklung der Wolf-gangseestörung eng mit der Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen und der damit verbunde-nen temporären Änderung der Orientierung von Paläostressfeldern verbunden war. Eine Verbindung zu Basementstörungen ist aufgrund des hohen Alters der Störung nicht anzunehmen.

Folgende Hauptphasen können unterschieden wer-den:

1. Nach einer möglichen Vorzeichnung der Störung bereits im Oberjura wurde sie im Zuge einer er-sten, vorgosauischen NW bis NNW gerichteten Überschiebung der Kalkalpen als dextrale tear fault (Grenzblatt) aktiviert.
2. Eine zweite, vorgosauische NNE gerichtete Überschiebung erzeugte den intensiven, NNE-vergenten Faltenbau des Schafberg-Tirolikums. Durch eine konvergent dextrale Reaktivierung der südlich anschließenden Wolfgangseestörung wurde der meiste Strain aufgenommen und eine wesentliche Deformation im Osterhorn-Block verhindert.

3. Nach den Gosauablagerungen an der Schwäche-zone erfolgte eine weiter NNE/SSW bis NE/-SW gerichtete Kompression im Obereozän. Sie resultiert trotz eines hohen Winkels von σ_1 zur Störung (70–85°) und des geringen Scherstressses in einer transpressiv dextralen Seitenverschie-bung. Ermöglicht wurde sie durch die geringe Scherfestigkeit an der präexistierenden Schwä-chezone. Diese konvergente Bewegung verur-sachte eine Vertauschung der σ_2 - und σ_3 -Achsen verbunden mit einer dominierenden reverse slip Deformation und der Aufpressung der Untergrundgesteine (Ultrahelvetikum, Flysch) ent-lang von flower structures mit einer typischen, nach oben gerichteten konvexen Geometrie.
4. Eine oligozäne E/W gerichtete Kompression führte zu einer abschließenden, sinistralen Re-aktivierung der Störung. Im Oberoligozän wur-den die südlichen Teile der Wolfgangseestörung durch einen letzten, gegen N erfolgten Nach-schub der Dachsteindecke überdeckt. Eine spätere Reaktivierung fand nicht mehr statt.

WEBER, Leopold (Habilitation):

Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Grazer Pa-läozoikums und ihr geologischer Rahmen.

Eingereicht 1990

Lehrbefugnis am 17. Dezember 1990 erteilt.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird aus-führlich dargelegt, daß die Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums exhalativ-sedimentärer Ent-stehung sind. Diese Vererzungen sind dabei auf einen bestimmten Faziesbereich („Beckenent-wicklung“) innerhalb des Grazer Paläozoikums gebunden und somit nicht nur als stratiform, sondern vor allem als schicht- und faziesgebunden zu charakterisieren. Die Annahme einer im untersten Unterdevon submar-in entstandenen Metallanreicherung wird u.a. durch Schwefelisotopen untermauert.

Die Erzparagenese besteht in erster Linie aus silberführendem Bleiglanz, eisenschüssiger Zink-blende, wenig Kupferkies, sowie streifig gebändertem Schwerspat. Vor allem die Sulfide zeichnen sich durch ihre Feinstkörnigkeit und innige Verwachsung aus. Bemerkenswert ist das vollständige Fehlen von Flußspat.

Die Entstehung der Vererzung ist eng mit der Entwicklung der Beckenfazies des Grazer Paläozoikums verbunden. Es wird die Meinung ver-treten, daß diese, zwischen Ablagerungsräumen der Hochlantsch- und der Rannachfazies eingebundene Beckenentwicklung an der Wende Silur-Devon durch Riftereignisse einsetzte. Aus den Analysen der sta-

BUCHBESPRECHUNGEN / BOOKREVIEWS

KOLYMBAS, D.: **Pfahlgründungen.** – VIII + 169 S., 57 Abb., (Springer-Verlag) Berlin-Heidelberg 1989. Brosch., DM 38,-. ISBN 3-540-51281-0.

Der am Lehrstuhl für Bodenmechanik und Grundbau des Instituts für Bodenmechanik und Felsmechanik in Karlsruhe bei Prof. Gudehus tätige, gebürtige Grieche hat sich der Mühe unterzogen, eines der wichtigsten Teilgebiete des Grundbaus und Spezialtiefbaus in möglichst kurzer und übersichtlicher Form entsprechend dem letztgültigen Stand der Technik, zumindest was die deutschen Fachnormen anlangt, in einem Büchlein zusammenzufassen.

Daß dies nicht ganz einfach ist, wenn man den heutigen Entwicklungsstand betrachtet, zeigt bereits das Kapitel 1 – Pfahlarten. Eine konsequente und alle heutigen Pfahlarten berücksichtigende, systematische Einteilung scheint fast unmöglich, und es ist daher nicht verwunderlich, daß hier eine mehr oder minder ungeordnete Aufzählung der allerwichtigsten Pfahlarten und Herstellungsweisen einer groß angelegten, vollständig systematischen Gesamtübersicht vorgezogen wird.

In den Kapiteln über vertikale und horizontale Tragfähigkeit sowie Gruppenwirkung wurden sowohl die derzeitigen als auch im Entwurfstadium befindlichen DIN-Normen, weiters theoretische Ansätze und vor allem Erfahrungswerte behandelt.

Es wurde auch auf Sonderfälle von Beanspruchungen wie etwa die Verdübelung kriechender Hänge mittels Pfählen oder dynamische Beanspruchungen (z. B. horizontale Stoßbelastungen) eingegangen.

Den mittleren Teil des Buches widmet der Verfasser der praktischen Durchführung von Pfahlarbeiten, beginnend mit den hierfür erforderlichen Bodenuntersuchungen, den statischen Probelastungen, den dynamischen Prüfverfahren, dem Rammen, dem Bohren und den Kontrollmaßnahmen bei der Ausführung.

In zwei weiteren Kapiteln sind Berechnungsverfahren behandelt, und zwar für die statische Berechnung von Pfahlrosten sowie für kombinierte Pfahl-Platten-Gründungen, letztere allerdings nur andeutungsweise, und für die Bemessung von Stahlbetonpfählen einschließlich Anschluß an Pfahlkopfplatten.

Das letzte Hauptkapitel enthält unverbindliche Angaben über Preise (Preisniveau BRD, Stand Oktober 1987 ohne MWST), mit deren Hilfe man sich zumindest einen Anhaltspunkt über die Größenordnung der Kosten einer Pfahlgründung verschaffen kann. Allerdings liegen diese Angaben

deutlich unter dem derzeitigen österreichischen Preisniveau.

Im Anhang zu diesem Büchlein finden sich eine Sammlung der Formeln zu den mathematischen und mechanischen Grundlagen des Rammvorgangs, ein sehr ausführliches Literaturverzeichnis, das größtenteils kapitelweise geordnet ist, ein Verzeichnis der Symbole und Abkürzungen, das der internationalen Schreibweise entspricht, ein Stichwort-Verzeichnis sowie ein Wörterbuch nahezu aller einschlägigen Fachwörter Englisch-Deutsch und Deutsch-Englisch, das bei der Lektüre der internationalen Fachliteratur besonders hilfreich ist, aber auch bei Auslandstätigkeiten deutschsprechender Tiefbauingenieure seinen Einsatz findet. Das Buch ist somit, wenn es auch als Lehrbuch gedacht ist, nicht nur für Studenten, sondern auch für alle praktisch tätigen Tiefbauingenieure eine sehr wertvolle Bereicherung.

M. Fross

RÄTSCH, Ch. & GUHR, A.: **Lexikon der Zaubersteine.** – 204 S., 61 Abb. (s/w) und 31 Abb. in Farbe, karton., ÖS 270.-, (Akademischer Druck und Verlagsanstalt Graz) Graz/Austria 1989. ISBN 3-201-01484-2.

„Zaubersteine können schützen, heilen, töten, führen, anziehen, abstoßen, verzaubern, verhexen, verlocken, verführen, erleuchten, beglücken.“ So charakterisieren die Autoren die mystische Aura von Achat bis Zinnober, von Ammoniten bis Trochiten.

Beginnend mit einer Definition der verschiedenen Gesteine, deren Genese und deren stichwortartigen Erwähnung als Zaubersteine, geben die Verfasser einen Überblick über die Verwendungsart, sei es als Amulett, Fetisch, Meditationsobjekt oder Aphrodisiakum. Der Hauptteil des Buches, die alphabetische Darstellung der Steine, Mineralien oder Fossilien, ist nach einem einheitlichen, sehr übersichtlichen Schema gestaltet. Anfangs sind stets synonyme Namen erwähnt, Angaben über Herkunft bzw. Vorkommen in der Natur leiten über zur Verwendung der Objekte als Kultgegenstände – so kann man „Zaubersteine“ ruhigen Gewissens bezeichnen. Ein Literaturnachweis vervollständigt die Beschreibung.

Brillianten Farbtafeln, mit schönen zum Teil einzigartigen Objekten aus fernen Ländern geben neben Reproduktionen historischer Rekonstruktionen dem Leser ein gutes Bild der hier besprochenen Gesteine.

Kurzum, ein kleines, aber ausführliches Buch, das sowohl Mineralien als auch Fossilien in gleicher Weise berücksichtigt.

Th. Hofmann

GOSCINNY, R. & UDERZO, A.: **Obelix GmbH & Co KG.** – Großer Asterix Band 23, 6. Auflage, 48 S., Übers. a.d. Franz. v. G. Penndorf, (Delta-Verlag) Stuttgart 1989. Kartoniert, 22 x 29 cm, DM 9,80. ISBN 3-7704-0023-2.

Das relativ dünne Büchlein der beiden Autoren versucht auf recht unkonventionelle Weise eine Darstellung der Rohstoffgeologie und -gewinnung der Antike im nördlichen Frankreich (Gallien, Bretagne) zu geben. Erfreulich für Erdwissenschaftler ist, daß mit diesem Band, dieser doch sehr erfolgreichen Reihe (6. Auflage des Heftes; insgesamt 29 Bände; Übersetzung in 22 Sprachen) dem wichtigen Phänomen Bergbau, der doch eine der Urahnen der Geologie darstellt, auch in diesem Zeitabschnitt Rechnung getragen wird.

Der Aufbau dieses Büchleins gliedert sich nicht so sehr in Einzelkapitel, vielmehr wird eine zusammenhängende Geschichte geschildert, in der die eigentliche Sachinformation leicht lesbar verpackt ist. Bereits auf den ersten Blick sticht die etwas eigentümliche Art der Präsentation ins Auge, die Abbildungen überwiegen ganz im Gegensatz zu normalen Büchern – gegenüber dem Text in beinahe eklatanter Weise. Manchmal erinnert einen diese „Schreibweise“ – besser „Malweise“ – an einen Comic-Strip, wobei die Ähnlichkeit sicher nur zufällig und keinesfalls beabsichtigt ist.

Zentrales Thema des Büchleins ist Erzeugung und der Handel von und mit Hinkelsteinen (bekannt auch unter Menhire) der Gallier mit ihren römischen Nachbarn bzw. Beherrschern. Damit klärt sich ein lange bestehendes Rätsel über die Herkunft der bretonischen Menhire auf, die doch die Landschaften der Bretagne über weite Strecken dominieren. Jedoch nicht nur auf die sehr detailgetreue Darstellung der Gewinnung der Hinkelsteine wird Wert gelegt, sondern auch ihr Vertrieb und Verkauf an Zwischenhändler, sowie deren Marketingstrategien, die den heutigen auf so verblüffende Weise ähnlich sind, wird eingehend illustriert.

Nicht zuletzt werden auch die Lebensumstände der Gallier, allen voran ihre Ernährungsgewohnheiten, v. a. ausgerichtet auf Wildschwein und Belustigungen (Römerjagd als Stichwort sollte genügen), behandelt. Preispolitik, für viele nicht immer durchschaubare Marktmechanismen, sowie der Verfall der Moral mit zunehmenden Reichtum, runden das Lebensbild der antiken Bretonen ab.

Für alle Interessierten an der Geschichte der Geologie bzw. des Bergbaues, in unserem Falle der Massenrohstoffe, stellt das vorliegende Werk eine Pflichtlektüre dar. Die zugegebenermaßen eigenwillige Aufmachung sollte nicht stören, sondern vielmehr besticht sie durch hervorragende Farbbildun-

gen, die mehr als Liebe zum Detail erkennen lassen, und kurze Textpassagen, die in ihrer Trefflichkeit lange Abhandlungen zu ersetzen vermögen. Zuletzt ist zu erwähnen, daß zwar selten aber doch ein kleines Quentchen Ironie in Text und Abbildungen auftritt, daß die Lesbarkeit erleichtert und sich keineswegs unangenehm bemerkbar macht. Der einzige Schönheitsfehler des Werkes liegt darin, daß für eine eingehende Beschäftigung mit dieser Materie, für die auf ca. 40 Seiten einfach kein Platz ist, ein Literaturverzeichnis fehlt, ein Umstand, der vielleicht in Auflage 7 geboten werden wird. Da auch der Preis von DM 9,80 nicht übertrieben ist (noch preiswerter vor allem von Studenten ist die nichtgebundene Ausgabe), kann das Büchlein in Fachkreisen mit etwas erweiterten Horizont nur wärmsten empfohlen werden.

I. Indikatrix

KNIPE, R. J. & RUTTER, E. H.: **Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics.** – Geological Society Special Publication No. 54, 535 pp. (The Geological Society) London 1990. – £ 85,- at the AAPG Bookstore. ISBN 0-903317-58-3.

This Special Publication contains exactly 47 papers on themes of current research in structural geology focusing on geologically-orientated rock mechanics, (micro-)structural analysis of naturally and experimentally deformed materials, and on the application of such studies in large-scale tectonic analysis. The papers are gathered into groups of similar research themes like, for example, fracture and faulting, flow mechanisms, rock fabrics and deformation of weak sediments. Some of these groups also contain a "keynote" paper that includes a substantial review component.

To pick out some of these chapters: the section on fracturing and faulting comprises research papers on experimental studies; numerical modelling concerning the rupture of brittle materials and of rheological properties of anisotropic materials; a paper on fractal flow distributions of brittle faults; and, to come to something less theoretical, a case study performed in the Aegean region. Most of the contributions are, however, quite theoretical. A following chapter discusses the mechanics of the development of instabilities during rock deformation manifesting themselves as localized faults or shear zones. It contains a comprehensive paper by HOBBS et al. discussing the reasons for such strain localisation in shear zones.

Two chapters on flow mechanics and rock fabrics comprise papers on the deformation and the resul-

ting microstructures of quartzites and carbonates as well as contributions dealing with the behaviour of feldspars and amphiboles during deformation. One main topic is the formation and the analysis of the crystallographic fabrics of quartz and calcite (including a review paper by R. D. LAW). The themes covered by the volume are rounded off by several papers on large-scale tectonics of naturally deformed rocks in the Apennine and the Aegean Region and on model experiments on thrust faulting (e.g., a very illustrative paper by S. LIU and J. M. DIXON).

Summing up, this Special Publication provides a large variety of very detailed informations on the different mechanisms of rock deformation, ranging from the brittle field to plastic deformation and from theory to practical applications. A really special publication.

K. Decker

GINSBURG, R. N. & BEADOIN, B.(eds.): **Cretaceous resources, events and rhythms – background and plans for research.** – NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, Vol. 304, 352 pp, (Kluwer Academic Publishers) Dordrecht 1990. £ 62,- at Kluwer Academic Publishers. SBN 0-7923-0630-9.

The volume presents the proceedings of a workshop held 1988 in France – and, although the papers came in years before publication, it provides a very broad and interesting approach to the Cretaceous by well-known and certainly highly competent scientists. The table of the contributors partially reads like the "Who-is-who" of Cretaceous researchers.

Topics included are biostratigraphy (a multi-author paper proposing definitions of Cretaceous stage boundaries using and discussing various groups of index fossils), cyclostratigraphy (providing a discussion of Milankovitch-cycles, their effects on climate and on sedimentation), paleogeography (several papers on global and European scales; not in the Alpine realm), paleoclimatology, carbonate platforms, organic-rich sequences (discussing the pencontemporaneous drowning of platforms and anoxic events), and of course sea-level changes and sequence stratigraphy. Highlights probably are the contributions on organic carbone-rich sequences (by ARTHUR, JENKYN, BRUMSACK and SCHLAGER) and on cyclostratigraphy (FISHER, DeBOER and PREMOLI SILVA).

The volume certainly is very valuable for sedimentologists dealing with the Cretaceous. It provides a good frame to put our poorly understood Alpine Cretaceous sequences into, reminding us that not

only Alpine tectonics, but also global mechanisms – orbital forcing, changing sea-levels and climates – were in operation during this period.

K. Decker

HEIM, D.: **Tone und Tonmineralien.** – 157 S., 31 Abb., 7 Tab. (Enke Verlag) Stuttgart 1990. Kart., 15,5 x 23 cm, DM 49,-. ISBN 3-432-98741-2.

Dieter Heim ist mit seinem Buch „Tone und Tonmineralien“ nicht nur eine hervorragende Einführung in diesen komplexen Themenbereich gelungen, er versteht es auch das Interesse des Lesers für diesen Fachbereich zu wecken.

Die klare Gliederung der einzelnen Stoffbereiche und der langsam aufbauende Einstieg in die Thematik erleichtern dem Laien den Zugang zur Tonmineralogie.

Neben dem theoretischen Teil, der sich sehr ausführlich mit dem Aufbau und der Struktur der Tonminerale, ihrer Systematik und speziellen Eigenschaften beschäftigt, wird aber nicht auf die praktische Seite der Tonmineralogie vergessen. Ein großes Kapitel ist den Untersuchungsmethoden gewidmet, die sich mit unterschiedlichen methodischen Verfahren auseinandersetzen. Auch der Rolle und dem Einfluß des Menschen in der Umwelt wird Interesse beigemessen, und der Problematik der anthropogenen Einwirkungen wird Rechnung getragen.

Der einzige Minuspunkt dieses Buches beschränkt sich auf ein notdürftiges Sachregister, der aber im Hinblick auf die anderen Vorzüge vernachlässigbar klein ist – im großen und ganzen ein sehr empfehlenswertes Buch als Einstieg in die Tonmineralogie.

M. Homayoun

SCHWARZBACH, M.: **Alfred Wegener und die Drift der Kontinente.** – 2., neu bearb. Aufl., 164 S., 31 Abb. (Wiss. Verl. Ges.) Stuttgart 1989. Kart., DM 36,-. ISBN 3-8047-1044-1.

Die zweite Auflage des Buches von Prof. M. SCHWARZBACH/Köln über Alfred WEGENER ist gegenüber der im Jahre 1980 erschienenen ersten Ausgabe nur wenig erweitert (zahlenmäßig um 4 Seiten und 4 Abbildungen). Hauptgewicht in der Ergänzung liegt in der Ergänzung der in den letzten Jahren hinzugekommenen zahlreichen Ehrungen, namentlich anlässlich seines 100. Geburtstages und 50. Todestages im Jahre 1980. In der Zwischenzeit hat ja M. SCHWARZBACH im umfassenderen Werk (Ber-

lin, Springer Verlag 1986: 241 S., 49 Abb.) Alfred WEGENER in englischer Sprache einem noch weiteren Leserkreis vorgestellt.

Im vorliegenden Büchlein kommen in 8 Kapiteln die verschiedensten Aspekte des Lebens und Schaffens WEGENERS zum Ausdruck: Seine Vorfahren, sein Lebensweg, die Grönlandreisen, seine Island-Forschung, sein wissenschaftliches Lebenswerk, die ersten 40 Jahre nach seinem epochemachenden Werk über die „Kontinentalverschiebung“ voll der Angriffe und Ablehnung, dann die Wiedergeburt seiner Theorie in der „Plattentektonik“ und schließlich in dem bis zum heutigen Datum nachgeführten Schlußkapitel über den späten und nachmaligen Ruhm lange nach seinem Tode. Die letzten drei Abschnitte bieten neben Literatur-Verzeichnissen von und über WEGENER Zusammenstellungen über Nachrufe, Gedenktafeln, plattentektonische Artikel, einen Abschnitt mit Anmerkungen, eine Liste der Lebensdaten, ein Namens- und Sachverzeichnis.

Die zweite Auflage des deutschsprachigen Werkes zeigt das große Interesse, das diesem von M. SCHWARZBACH mit großer Sachkenntnis geschriebenen Buch entgegengebracht wird. Trotz des eher knappen Umfangs spürt man, daß sich der Autor aufgrund vieler Dokumente intensiv in die Grundlagen dieses epochemachenden Themas und der ihr zugeordneten Forscherpersönlichkeit vertieft hat. Das Buch, das immer wieder die breite Ausstrahlung der WEGENERSchen Ideen auf naturwissenschaftliche Nachbargebiete anklingen läßt, ist sehr ansprechend geschrieben und kann jedem Leser auch weit über den erdwissenschaftlichen Kreis hinaus, der sich über die großen Entdeckungen unseres Jahrhunderts informieren will, bestens empfohlen werden.

A. Tollmann

BREMER, H.: Allgemeine Geomorphologie. – 450 S., 65 Abb., 8 Tab. (Borntraeger) Berlin 1989. – DM 58,-; öS 460,-. ISBN 3-443-01026-1.

Frau Prof. Hanna BREMER stellt nach jahrzehntelangen geomorphologischen Arbeiten in der Bundesrepublik, in Zentralaustralien und besonders in den Tropen in ihrem Lehrbuch „Allgemeine Geomorphologie“ eine Synthese vor, die den Subtitel „Klimatische Geomorphologie der Tropen und Ektropen“ rechtfertigen würde.

Der Text ist leicht verständlich geschrieben, das Werk insgesamt im Aufbau aber extrem gegliedert und deshalb auch erschöpfend (für den Leser). Es umfaßt 3 Haupt- sowie rund 250 Subkapitel. Kapitel A ist den Methoden der klimatischen und der klimagenetischen Geomorphologie gewidmet. Kapi-

tel B behandelt die Beziehungen zwischen Geologie, Klima und Zeit im Lichte der klimagenetischen Geomorphologie sowie Modelle und Experimente. Kapitel C untersucht detailliert die besonders auch für Geologen interessante Beziehung zwischen Morphogenese und Tektonik, sowie integrierte Arbeitsweise von Geomorphologie und Bodenkunde.

Das reiche Literaturverzeichnis verleitet zu weiterem Nachschlagen.

Gerade der klimagenetische Aspekt, der auch Vorzeitformen wie etwa des Tertiärs und des quartären Glazials/Periglazials beinhaltet, sollte z. B. bei der paläogeographischen Analyse bzw. bei ingenieurgeomorphologischen Fragestellungen auch vom Geologen berücksichtigt werden.

Die Analyse des Ablaufes geomorphologischer Einzelprozesse, wie z. B. von Katastropheneignissen oder längerfristigen Prozessen, wird heute von manchen geowissenschaftlichen Bearbeitern als geomorphologisch-geographisches Prozeßgefüge, von anderen jedoch unter dem Aspekt der „Aktuogeologie“ gesehen. Die Wirkung des Menschen auf Sedimentation und Erosion kann einerseits als Eingriff in das geomorphologische Geschehen, andererseits aber auch unter dem Gesichtspunkt der „Anthropogeologie“ beschrieben werden. Für jedes Sachgebiet gelten ja die benachbarten Disziplinen als „Hilfswissenschaften“, sodaß bei entsprechender Fragestellung immer auch der „Blickwinkel“ des Bearbeiters die Methodik bestimmt. Die Arbeit führt ins Bewußtsein, wie stark Betrachtungsweisen und Methoden benachbarter geowissenschaftlicher Disziplinen heute konvergieren: Geomorphologie als Schnittstelle zwischen klimagenetisch-morphologischer und paläogeographisch- bzw. paläogeomorphologisch-geomorphologischer Betrachtungsweise.

Kurzfristig zu beobachtende und zu messende Veränderungen werden heute vor allem in der modernen englischsprachigen Morphologie untersucht, während ähnliche Untersuchungen im deutschen Sprachraum teilweise von Hydraulikern, Wasserwirtschaftlern, Kulturtechnikern und Forstleuten, bei landschaftsökologischen Forschungen aber auch von Bodenkundlern, Klimatologen, Geologen, Biologen und Geomorphologen durchgeführt werden.

In Deutschland wird Geomorphologie fast nur von Geographen betrieben. In den USA jedoch besteht eine enge Verbindung von Geomorphologie, Geologie und Hydrologie, was durchaus empfehlenswert wäre.

Das Buch sei jedem jungen Geologen als Denkanstoß empfohlen. Es ist eher ein Nachschlagewerk als ein „Lesebuch“.

H. Häusler

MATTHES, S.: Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. – 3. überarb. Aufl.– 448 S., 165 Abb., 14 Tab., 2 Taf. (Springer-Verlag) Berlin, Heidelberg 1990. Kart., öS 538,20. ISBN 3-540-51912-2.

Der Titel „Mineralogie“ am Einband ist etwas irreführend zumal er nur das erste und inhaltlich das schwächste Drittel des Buches charakterisiert.

Nach einer kurzen Einführung, in der die wichtigsten Begriffe erklärt werden, sind in diesem ersten Teil die häufigsten Minerale in zwar sehr übersichtlicher Form und mit vielen Darstellungen beschrieben, dennoch reicht er kaum als Lernhilfe für eine Einführungsvorlesung in Mineralogie. Besonders im Hinblick auf den zweiten, wesentlich besseren Teil des Buches, könnten Angaben über optische Eigenschaften der Minerale eine wesentliche Bereicherung darstellen. Beispielsweise wäre ein kurzes Kapitel über Mineralbestimmungsmethoden in der Petrologie eine willkommene Ergänzung.

Den Schluß des ersten Teiles bildet ein kurzes Kapitel über Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralien (Unterscheidung zur 2. Auflage).

Der zweite und größte Teil des Buches befaßt sich mit der Petrologie und Lagerstättenkunde und ist in drei Kapitel – magmatische Abfolge, Sedimente und Gesteinsmetamorphose unterteilt.

Die gute Gliederung des ersten Teiles setzt sich auch hier fort. Die wichtigsten Nomenklaturen, Normen (z. B. CIPW- Norm), und Darstellungsarten (AFM-Diagrammen etc.) werden ausführlich und leicht verständlich erklärt und auch ihre Anwendbarkeit erläutert. Die häufigsten Gesteine, sowie ihre Herkunft und Entstehung werden besprochen. Auch der experimentellen Petrologie ist ein kleines Kapitel gewidmet.

Dem Leser fällt angenehm auf, daß viele Begriffe als nicht bekannt aufgefaßt werden und immer wieder durch Klammerausdrücke erklärt werden.

Ein großes und besonders informatives Teilkapitel beschäftigt sich mit der Lagerstättenbildung.

Der dritte und letzte Teil beinhaltet den Stoffbestand und Bau der Erde (mit Plattentektonik), des Mondes und der Meteorite.

Das folgende Literaturverzeichnis ist mit sechs Seiten, in Anbetracht des großen Stoffumfanges eher dünn geraten, ist aber durch Einteilung nach Themenkreisen sehr übersichtlich und enthält die wesentlichen Titel.

Alles in allem bildet dieses Werk eine gute Einführungsliteratur in die Petrologie und Lagerstättenkunde und ist sowohl als Lernhilfe für viele petrologische Vorlesungen, als auch als Nachschlagewerk für all jene, die sich nur am Rande mit Petro-

logie beschäftigen zu verwenden und sollte daher in keiner Bibliothek fehlen.

Chr. Kolesar

MÜCKE, A.: Anleitung zur Erzmikroskopie – mit einer Einführung in die Erzpetrographie. 171 Abb., 50 Tab. (Enke Verlag) Stuttgart 1989. Kart., 17 x 24 cm, DM 88,-. ISBN 3-432-97861-8.

Mit dem Buch „Anleitung zur Erzmikroskopie“ wurde von Arno Mücke ein einführendes Werk für Studenten aller Fachrichtungen aus den Erdwissenschaften geschaffen.

Bereits der Titel weist auf den Schwerpunkt dieses Werkes hin: Einer Anleitung zum praktischen Arbeiten.

Es wurde bewußt vermieden, zu weit in theoretische Betrachtungen vorzustoßen, da ja bereits bezüglich der theoretischen Grundlagen der Auffichtoptik eine Fülle von Literatur existiert.

Dennoch werden die theoretischen Grundlagen, soweit sie für praktisches Arbeiten von Bedeutung sind, kurz behandelt. Es ist hier jedoch anzumerken, daß gewisse fundamentale Kenntnisse des Lesers in bezug auf Durchlichtoptik vorausgesetzt werden.

Neben den theoretischen Grundlagen (Kap. 4) wird anfangs kurz die Geschichte der Erzmikroskopie (Kap. 2) gestreift.

Danach werden die verschiedenen optischen Eigenschaften, Effekte und anderen charakteristischen Merkmale der verschiedenen Erzminerale in mehreren Kapiteln eingehend behandelt, wobei auch auf die quantitative Erzmikroskopie (Kap. 9) kurz eingegangen wird.

Als sehr interessant und bereichernd sind die Hinweise bezüglich der „Herstellung von Anschliffen durch Schleifen und Polieren“ (Kap. 13) zu sehen. Es werden hiebei eine Menge von Erfahrungen und Tips übermittelt, die als sehr hilfreich für das praktische Arbeiten anzusehen sind.

Nebst diesen präparativen Ratschlägen wird auch kurz auf die „Photographie im Aufficht“ (Kap. 12) eingegangen.

Schlußendlich wird in den Kapiteln 14 – „Das Gefüge der Erze“, und 15 – „Paragenese der Mineralien“ versucht, dem Leser das, in einschlägiger Fachliteratur meist sehr vernachlässigte Gebiet der Erzpetrographie nahezubringen.

Im Anhang sind noch einige Farbtafeln mit Fotos verschiedenster Erze zu finden, die wohl als interessante aber keineswegs als notwendige Ergänzung anzusehen sind. Auf die Farbfotos könnte man gut verzichten, da sie nicht mehr Information als die vielen (s/w)-Fotos im Text vermitteln können, den Preis des Buches aber leider sehr prägen.

Zusammenfassend gesehen ist das vorliegende Werk sehr für sowohl angehende als auch fortgeschrittene Erzmikroskopiker zu empfehlen.

M. U. Schrauder

MURRAY, J. W. (ed.): **Wirbellose Makrofossilien. – Ein Bestimmungsatlas.** – 226 S., 1596 Abb., 3 Tab., übersetzt von Prof. Dr. J. SCHNEIDER und Dr. H. WALTER. Enke (Stuttgart) 1990. Gebunden, 21 x 29,7 cm, DM 128,-. ISBN 3-432-96601-6.

Dieser großformatige Bestimmungsatlas ist in seiner Form ein bislang einzigartiges Werk. Mit 1596 Einzelabbildungen von mehr als 900 Gattungen bietet er jedem Erdwissenschaftler einen verständlichen Einstieg in die Paläontologie der Wirbellosen.

Der Herausgeber, der selbst die Echinoidea bearbeitete, konnte für die Beschreibung der jeweiligen Fossilgruppen international anerkannte Fachleute gewinnen. Einleitend gibt ein kurzes Kapitel über Taxonomie und Systematik einen guten Überblick über die Kriterien paläontologischer Klassifikation. Im systematischen Teil des Buches ist jedem Kapitel eine kurze Einführung über Bauplan, Lebensweise und stratigraphische Verbreitung vorangestellt. Ergänzend dazu gibt es auch noch ein Glossarium ausgewählter Termini. Bestimmungsschlüssel ermöglichen eine nähere Zuordnung eines Fossils. Jede Gattung wird zunächst beschrieben, dann folgen Angaben über deren maximale Größe sowie über deren geographische bzw. stratigraphische Verbreitung und, falls bekannt, Informationen über deren ökologische Ansprüche.

Der einzige Nachteil ist die photographisch bedingte Verzerrung einiger paläontologischer Merkmale. Alles in allem eine wichtige Bestimmungshilfe für jeden paläontologisch arbeitenden Erdwissenschaftler.

Th. Hofmann

SENGÖR, A. M. C. : **Tectonic evolution of the Tethyan Region.** NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, vol. 259, 698 pp., (Kluwer Academic Publishers) Dordrecht 1989. £ 106,- at Kluwer Academic Publishers. ISBN 0-7923-0067-X.

This volume provides 27 papers dealing with various parts of the orogenic belt, that grew out of the Tethyan region named "Tethysides" by the editor,

from the Western Alps to Indonesia. A. SENGÖR gives a very valuable introduction to this topic that covers the whole region, and includes definitions of terms, paleogeographical and plate tectonic maps as well as a short summary of the tectonic evolution on a large scale.

As the following papers are arranged from "west to east", the reader starts in the Western Alps at page 23, passes the Carpathians and Hungary, finds the Pontides, and at the Arabian Platform on the pages 109 to 130, keeps on reading through the Afghanistan-Pamir-Pakistan segment and arrives at the Himalaya on page 298. Papers on the Tibetan Plateau, South China and Burma lead to the eastern part of the Tethyside in Indonesia (starting from page 585), and to the end of the book. Only the Eastern Alps have been spared out. Most of the papers provide comprehensive information about the regions dealt with, together with new results making the topics understandable for readers who are not familiar with, say, Burma or the other exotic regions.

Some examples will illustrate the completeness of the volume. One of the completest papers certainly is LeFORT's contribution (almost 100 pages) that gives an overview of the Himalaya from the Paleozoic onwards. W. H. BUTLER applies balanced cross-sections on a crustal scale to reconstruct the development of the Western Alps, and of the Himalayan collision (the latter together with M. P. COWARD). C. HUTCHINSON describes the development of the Paleo-Tethys of Southeast Asia on 60 pages.

Summing up, the strength of the book is the regional completeness. The reader gets an insight into the geology of exotic mountain ranges. There are, however, two drawbacks. Austrian readers can certainly get over the first one, the understanding of the Alps. But a four year delay in publishing is certainly much too long (the papers were presented at a meeting in Istanbul in 1985).

K. Decker

SEIJMONSBERGEN, A. C., van WESTEN, C. J., RUPKE, J. & KRIEG, W. (Hrsg.): **Erläuterungen zu den geomorphologischen, geotechnischen und Naturgefahrenkarten des Hinteren Brengenerwaldes (Vlbg. Austria).** – 82 S., 27 Abb., 3 Beil., 7 Tab., Amsterdam (Phys. Geogr. Bodenkundl. Labor., Univ.) 1988. DM 275,- (ca. 2200.-ÖS).

Die von den Vertretern der „Alpine Geomorphology Research Group“, im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie und Bodenkunde der Universität Amsterdam herausgegebenen Erläuterungen

zu 12 Blättern von je 3 Spezialkarten im Maßstab 1 : 10 000 des Hinteren Bregenzerwaldes (Vorarlberg) sind über den Verlag Borntraeger (Auslieferung E. Schweizerbart, Stuttgart) zu beziehen.

Die 36 Themenkarten eines Gesamtgebietes von etwa 300 km² sind nach mehr als 20 Jahren geomorphologischer Feldarbeit des Instituts für Physische Geographie und Bodenkunde der Universität Amsterdam unter der Leitung von Prof. Dr. Jan RUPKE fertiggestellt worden.

Die thematische Bearbeitung umfaßt eine geomorphologische und geotechnische Kartierung sowie eine Aufnahme der Wildbäche, Lawinen und Massenbewegungen, die in einer „Naturgefahrenkarte“ zusammengefaßt werden. Die „Naturgefahrenkarte“ und die „Geotechnische Karte“ können als Oleaten auf die mehrfarbige „Geomorphologische Karte 1 : 10 000“ aufgelegt werden.

Die geomorphologische Karte enthält Höhengichtlinien, das Entwässerungssystem sowie morphographisch-morphometrische Symbole, betreffend Hang- und Böschungsneigungen, Kerbtäler, Nischen, flache und hügelige Formen etc. Als „Materialien“ werden in dieser glazial geprägten Gebirgsregion quartär- bis rezente Ablagerungen ausgeschieden. Darunter fallen beispielsweise Moränen, Schuttfächer, Bergsturz- oder Murenablagerungen sowie Solifluktmaterial. Durch Farbaufdrucke werden unterschiedliche genetische Prozesse signalisiert, wie z. B. blau: hydrographische Vorgänge, Verkarstung; braun: fluviatile Erosion, Massenbewegungen an Hängen; olivgrün: fluvioglaziale Ablagerungen und grün: Flußablagerungen.

Die Legende der geotechnischen Karte spiegelt eine geologische Formationskarte wider (die als Themenkarte leider fehlt!) und ist in Festgesteins- und Lockermaterialeinheiten gegliedert. Die Abkürzungen finden sich auch auf der Oleate. Zusätzlich sind noch geophysikalische Profile und geotechnische Meßstellen erzeichnet. Auf die Ergebnisse geoelektrischer und refraktionsseismischer Messungen sowie der Bohrungen und boden- bzw. felsmechanischen Untersuchungen wird kurz in den Erläuterungen eingegangen.

Die Legende der Naturgefahrenkarten umfaßt Auswertungen des Wildbach- und Lawinenkatasters sowie die Gefährdung durch Steinschlag, Bergsturz, Boden- und Erdfließen sowie durch Rutschungen. Halbquantitativ wird zwischen geringer und großer Gefährdung unterschieden. Restflächen beinhalten „Vernässungen“ (V) oder sind „Nicht gefährdetes Gebiet“ (N).

Es handelt sich bei oben angeführten Erläuterungen um eine gekürzte Fassung der zweiteiligen Originalarbeit:

SEIJMONSBERGEN, A. C. & van WESTEN, C. J.: Geomorphological-, geotechnical and natural hazard maps of the "Hintere Bregenzerwald area (Vorarlberg, Austria)" Teil 1: Text. – 176 S., 109 Abb., 23 Tab., Teil 2: Anhang. – 132 S. (Phys. Geogr. Bodenkundl. Labor., Univ.) Amsterdam 1987.

In der gekürzten deutschsprachigen Fassung wurden die meisten geotechnischen Daten der Originalausgabe von 1987 (Teil 2), wie z. B. geotechnische Beschreibungen der Lockermaterial- und Festgesteinseinheiten, die geotechnischen Feldangaben, Korngrößenanalysen, geophysikalische Angaben und Angaben zur Hangstabilität weggelassen. Sie enthält hingegen die allgemeine Beschreibung der Arbeitsmethoden und der Speziallegenden.

Das von einer niederländischen Ölfirma, von Vorarlberger Kraftwerksfirmen und der Vorarlberger Landesregierung subventionierte Kartenwerk im Maßstab 1 : 10 000 ist bezüglich Maßstab, Flächendeckung, thematischer Bearbeitung aber auch hinsichtlich des Bearbeitungsaufwandes ein Meilenstein integrierter geowissenschaftlicher und geotechnischer Bearbeitung und stellt theoretisch ein hervorragendes Instrument zum Zwecke der Raumplanung dar. Ohne Einbindung in ein computergestütztes Umweltinformationssystem wird den Karten aber wohl dasselbe Schicksal beschieden bleiben, wie den für Teile Österreichs aufliegenden Naturraumpotentialkarten (1 : 50 000) bzw. geologisch-geotechnischen Risikofaktorenkarten (1 : 50 000). Bei dem investierten Arbeitsaufwand ist es verständlich, daß die Autoren bestrebt waren, alle Themenkarten einem größeren Publikum zugänglich zu machen. Zum Kennenlernen würde jedoch ein Set ausreichen. Die komplette Ausführung ist naturgemäß relativ teuer und dürfte nur einem kleinen Interessentenkreis ansprechen.

H. Häusler

MACKENZIE, W. S., DONALDSON, C. H. & GUILFORD, C.: **Atlas der magmatischen Gesteine in Dünnschliffen**. – X + 147 Seiten, 292 farbige Abbildungen, 14 Strichzeichnungen, (Enke) Stuttgart 1989. Gebunden, 22 x 27,5 cm, DM 88,-. ISBN 3-432-97361-6.

Mit knapp 300 Farbphotographien von Dünnschliffen und einiger weniger Anschliffe versucht dieser petrographische Atlas die Vielfalt vulkanischer und plutonischer Gesteine darzustellen. In zwei Teile gegliedert beschreibt das Buch Strukturen und Texturen magmatischer Gesteine im ersten und die Mineralogie typischer Magmatite im zweiten Abschnitt. Im Vordergrund stehen die Abbildungen, nicht der

Text, und doch werden die wichtigsten Begriffe soweit erläutert, daß dieser Atlas als Einführung in die Mikroskopie der Magmatite angesehen werden kann. Auf einer typischen Seite werden zwei bis drei Dünnschliff-Photographien im Format 8 x 11 cm von einer kurzgehaltenen Erläuterung begleitet, welche auf die wesentlichen, im Schliff erkennbaren Merkmale hinweist. Großteils werden Abbildungen mit gekreuzten und ungekreuzten Polarisatoren gegenübergestellt. Bewußt ausgeklammert werden Aspekte der Genese und genetische Begriffe zur Beschreibung von Struktur und Textur.

Der erste Abschnitt erläutert Kristallinität, Korngröße, Kristallform und beschreibt typische Gefügemerkmale wie Verwachsungs- und Anwachstrukturen, Lagentexturen sowie der Einregelung von Kristallen im Gefüge und ist mit ausgewählten Beispielen illustriert. Im zweiten Abschnitt werden 62 Magmatite vorgestellt, geordnet nach ultrabasischen, basischen, intermediären, sauren und Alkali-Gesteinen, wobei Magmatite und Vulkanite jeweils im gleichen Kapitel beschrieben werden. Die Nomenklatur nach STRECKEISEN ist für die Magmatite als Diagramm dargestellt, wird jedoch für die Gliederung des Textes und der Abbildungen nicht verwendet. Für jeden Gesteinstyp werden mindestens zwei Abbildungen des gleichen Schliffs gezeigt, jeweils mit gekreuzten und ungekreuzten Polarisatoren, sowie teilweise ergänzt mit einer Aufnahme eines Ausschnittes, eines Anschliffes oder einer weiteren Varietät. Es erscheint sinnvoll, daß häufige Gesteine wie Granite mit lediglich sieben Abbildungen verhältnismäßig unterrepräsentiert sind, stattdessen jedoch Gesteine wie Mondbasalt oder Kimberlit inkludiert sind, für die sich wohl selten die Möglichkeit bietet, sie im Schliff zu sehen. Im übrigen wird jeweils auf entsprechende Abbildungen im Teil 1 verwiesen, sodaß, wie für das Beispiel Granit, Varietäten wie Schriftgranit, Rapakiwigranit oder Grobkorngranit nicht fehlen.

Zwei Vorzüge des Buches sind hervorzuheben. Die Qualität der Abbildungen ist bestechend, da offensichtlich große Sorgfalt auf die Farbtreue der Photos gegenüber dem Schlifforiginal gewandt worden ist. Zum zweiten ist es die deutschsprachige Übersetzung der englischen Originalausgabe „Atlas of igneous rocks and their textures“ im Longman Verlag 1982. Zwar kann dieser Atlas seine anglokanische Herkunft, wie etwa durch die Auswahl der Gesteine angezeigt, nicht verhehlen, doch wird die Übersetzung von Gerd HINTERMAIER-ERHARD den Eigenständigkeiten der deutschen Nomenklatur gerecht und erläutert die Unterschiede.

P. Eichhübl

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M., and RAHMANIAN, V. D.: Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploration Series, No. 7, 55 pp., 40 fig. (Amer. Ass. Petrol. Geologists) Tulsa 1990. 25 British Pounds at the AAPG Bookstore. ISBN 0-89181-657-7.

The title of the book promises a lot-and the volume holds the promises. It is felt that the book is not only edited, but also written by authors who developed and successfully apply the methods they describe.

Organized with a very clear hierarchy, just as the concept of sequence stratigraphy, the chapters are concerned with the fundamental units of sequence stratigraphy: parasequences, parasequence sets, and sequences. Chapters start with a very comprehensive definition of terms that are excellently supported by illustrations. Figures always combine schematic drawings explaining the terms (as, for example, a parasequence), well-logs and corresponding outcrop and core photographs. The authors also discuss lateral and vertical facies relationships. Various modes of stacking of these fundamental units are explained and illustrated. The last chapter, dedicated to the interpretation of depositional mechanisms, gives an introduction to the problems of relating (para) sequences to sea-level fluctuations and subsidence. High-stand, low-stand and all the other system tracts are well explained, again combining schematic diagrams and outcrop photographs.

The illustrations are perhaps the most striking argument to buy the book. All figures are well explained or self-explaining (the latter is substantially aided by coloured figures throughout the book) and, especially for the outcrops, show well-selected examples. The volume can be recommended not only to exploration geologists, but also to advanced students as a well-done introduction (and more than this) to sequence stratigraphy and to scientists who apply the methods in the field.

K. Decker

HEINRICHS, H. & HERRMANN, A. G.: **Praktikum der Analytischen Geochemie.** – 699 S., 49 Abb., 64 Tab., (Springer Verlag) Berlin, Heidelberg 1990. Gebunden, DM 78,-. ISBN 3-540-51874-6.

Das Buch soll den Autoren zufolge Grundkenntnisse über das Prinzip wichtiger chemischer und instrumenteller Bestimmungsmethoden bei der Analyse von Gesteinen, Böden, Erzen, Mineralen,

Wässern, Aufbereitungs- und Hüttenprodukten vermitteln. Dabei wird von den klassischen Analysemethoden Gravimetrie und Titrimetrie ausgegangen. Die Absolventen des Praktikums sollten in der Lage sein, auch unter primitiven Bedingungen, wie sie z. B. in Feldlabors herrschen, quantitative Analysen der Haupt- und Nebenelemente und einiger relevanter Spurenelemente durchführen zu können.

Im Teil I werden die Grundlagen der Arbeit in einem chemischen Labor vermittelt. Dies beginnt mit Tabellen mit Größen, Einheiten, Formeln und Umrechnungsfaktoren wie z. B. von Gramm auf Mol oder von Element auf Oxid. Die Kreuzregel für die Ermittlung des Mischungsverhältnisses bei der Herstellung von Lösungen mit bestimmten Konzentrationen wird anhand von mehreren Beispielen erläutert.

Im Kapitel „Probennahme“ wird u. a. auf verschiedene Entnahmemethoden, auf die statistische Auswertung von Daten und auf den Einfluß der Korngröße auf die Probenmindestmenge eingegangen.

Unter „Probenaufbereitung“ werden Aspekte wie Reinigen, Zerkleinern und Teilen und verschiedene Mineraltrennverfahren kurz angerissen. Für die Beurteilung von Analysedaten findet man eine Erklärung der Begriffe Präzision, Richtigkeit und Nachweisgrenze. Zusätzlich werden einfache Beispiele für Normalverteilung, Standardabweichung und Streu- und Vertrauensbereiche, sowie eine Auswahl von geochemischen Referenzproben samt Analysen angegeben.

Das Kapitel „Analytische Einrichtungen“ enthält eine Anleitung für die Einrichtung eines Labors, in der man u. a. auch einen Hinweis auf die Notwendigkeit von genügend vorhandenen Elektroanschlüssen und auf das geeignetste Format des Analyseprotokolls findet. Auf immerhin 4 Seiten wird auf „Sauberkeit und Sicherheit“ eingegangen, was sich wie eine in jedem Labor aufliegende Laborordnung liest.

Im Kapitel „Grundlagen der Analysen- und Meßverfahren“ werden offensichtlich jene Verfahren vorgestellt, die die Autoren in ihrem Praktikum einsetzen. Es sind dies Gravimetrie, Titrimetrie, Spektralphotometrie, Flammen-AAS, Flammen-AES, Graphitrohrföfen-AAS, ICP-AES, ICP-MS und Verdampfungsanalyse. Nach den theoretischen Grundlagen der einzelnen Methoden wird auch auf die Meßgeräte und auf die Probenvorbereitung eingegangen. Mit der üblichen Sorgfalt werden einzelne Arbeitsschritte, Handhabung verschiedener Geräte sowie Wäge- und Ablesefehler äußerst detailliert beschrieben.

Im zweiten Teil des Buches (Analysemethoden) wird zuerst die Berechnung der mit den einzelnen Methoden gewonnenen Meßdaten anhand von Beispielen vorgeführt. Danach werden Aufschlußmethoden beschrieben, wobei der Schwerpunkt auf Schmelz- und Säureaufschlüsse liegt.

Wesentliche Informationen über Wahl des Aufschlußmittels und über die Bedingungen, unter welchen der jeweilige Aufschluß durchzuführen ist, sind in Tabellen übersichtlich zusammengestellt.

Ein sehr informatives Kapitel ist jenes über „Verfahren zur Bestimmung von Haupt- und Nebenbestandteilen“. Hierin wird auf die Bestimmung der Hauptoxide SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , H_2O , CO_2 , P_2O_5 , sowie auf F und S Bezug genommen.

Bei jedem Oxid werden die geeigneten Analysemethoden nochmals kurz mit ihren Vorteilen und Schwächen genannt. Weiters werden die für die Analyse erforderlichen Reagenzien und Geräte aufgelistet und eine Arbeitsvorschrift gegeben. Angaben über die Herstellung von Bezugslösungen und Eichkurven runden die einzelnen Unterkapitel ab.

Den Selteneren Erden und ihrer Bestimmung mittels ICP-AES ist ein weiteres Kapitel gewidmet.

Das Kapitel „Spektrometrische Elementbestimmungen“ enthält Informationen zu den instrumentellen Meßbedingungen, zu den verschiedenen Zusätzen und zu den geeigneten Aufschlüssen für jedes Element und jede Methode. Dabei handelt es sich wie auch in den vorangegangenen Kapiteln vielfach um gerätespezifische Angaben, sodaß diese Informationen bestenfalls als Orientierungshilfen betrachtet werden können, besser aber in den jeweiligen Bedienungsvorschriften nachgeschlagen werden.

Den Abschluß bilden kürzere Kapitel über Kontaminationsmöglichkeiten, Behandlung von Platingeräten, Reinigung von Analysegeräten, Maßnahmen bei Unfällen im Labor, über den Umgang mit Perchlorsäure und mit Laborabfällen und letztlich ein Literaturverzeichnis mit Zitaten bis 1988.

Das Buch soll eine „Informationsquelle für den täglichen Laborbetrieb“ sein. Als solches ist es ein die Lehrveranstaltung der Autoren begleitendes Skriptum geblieben, als das es ursprünglich konzipiert war. Moderne instrumentelle Methoden wie z. B. RFA, EMS oder Neutronenaktivierung, die häufig gerade von Erdwissenschaftlern angewendet werden, werden nur namentlich erwähnt.

H. Huemer

BLASCHKE, R., DITTMANN, G., NEUMANN-MAHLKAU, P. & VOWICKEL, I.: **Interpretation geologischer Karten**. – 2. überarb. Aufl., VIII + 75 S., 78 Abb., (Enke Verlag) Stuttgart 1989. 20,5 x 20,5 cm, DM 24.–. ISBN 3-432-89042-7.

Das bereits in der 2. Auflage erschienene Büchlein hat sich wegen der klaren Darstellung einfacher geologischer Profilkonstruktionen und der

knappen Texterläuterungen als Einführung in das Thema „Interpretation geologischer Karten“ bestens bewährt. An Hand eines einprägsamen Geländebeispiels werden jeweils in Grund-, Auf- und Schrägriß ebene Schichtlagerung, Faltenbau, Bruchtektonik und Diskordanzen anschaulich dargestellt. Einfache Berechnungen der Schichtmächtigkeit ergänzen die Konstruktionen. Fünf Übungsaufgaben sollen zu eigenen Versuchen anregen.

Daß geologische Schichten teilweise nur in Raster-signatur dargestellt werden, beleidigt spätestens bei den Beispielen zur Bruchtektonik die Augen, da die Übersichtlichkeit darunter leidet. Die mögliche Wahl nicht richtungsloser Signaturen wäre noch eine Herausforderung an die beiden graduierten Designer-Autoren.

In dem sehr verständlich verfaßten Text stören einige unpräzise Angaben und Fehler. Greenwich ist nicht der einzige internationale Meridian-Bezugspunkt für topographische Karten (S. 1); für die beiden Punktmeldungen im Gauß-Krüger-System (S. 2) reicht das Verständnis des Lesers mit Sicherheit nicht. Auf Bezugsnull (NN) topographischer Höhenangaben außerhalb der BRD (S. 3) könnte hingewiesen werden. Ungewohnt bis irritierend liest sich die Angabe, daß mit Hilfe der Höhenlinien „morphologische Bewegungen“ dargestellt werden (S. 4, 24, 32, 35). Der Hinweis, daß Karten, die Lagerungsverhältnisse darstellen, tektonische Karten genannt werden (S. 9), ist falsch. Kleinmaßstäbliche geologische Übersichtskarten sind – von Ausnahmen im Flachland abgesehen – keine Horizontalschnitte (S. 10). Die unter dem Subkapitel „Geologische Spezialkarten“ angeführte internationale 12-teilige Farbgebung von Präkambrium bis Holozän ist hier fehl am Platz.

Etwas ungenau wird der Begriff „Decke“ verwendet (vulkanische Decke – S. 59 – sowie diskordant horizontale Schichtlagerung – S. 57). Im Subkapitel „6.3 Überschiebung“ wird zwar auf Überschiebungsweiten von mehr als 100 km aufmerksam gemacht, dafür fehlt aber der Begriff „Deckentektonik“, während Schuppentektonik zwar angeführt wird, aber im kurzem Sachregister nicht aufscheint. Einige kleine Ergänzungen könnten hier dem Leser nicht schaden und wären trotzdem platzsparend unterzubringen.

Apropos! Platzsparen ist bei dem Büchlein, dessen Würze sonst in der Kürze liegt, vom Verlag scheinbar nicht für wichtig erachtet worden. Wie ist es sonst zu erklären, daß bei einem Umfang von $8 + 75 = 83$ Seiten immerhin $4 + 3 = 7$ Leerseiten mitgezählt werden müssen? Dafür wird eine teure Folie mit Quadratraster und Geländeblockdiagramm beigelegt, deren Zweck nicht erläutert wird. Der Preis von 24 Buchmark ist ja sonst recht vernünftig.

Jedem geowissenschaftlich Interessierten, sowie

Studenten und AHS-Lehrern, die sich Grundlagen für das „Lesen“ geologischer Karten aneignen möchten oder das „Zeichnen“ von geologischen Profilen auffrischen wollen, sehr zu empfehlen.

H. Häusler

ARCHER, A. A., LÜTTIG, G. W. & SNZHKO, I. I.: **Man's Dependence on the Earth – The Role of the Geosciences in the Environment.** – XIII + 216 S., 83 Figs., Frontispiz. UNEP, Nairobi; UNESCO, Paris; (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) Stuttgart 1987. DM 69,-.

Basierend auf den Arbeiten im Rahmen 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 heute auf sie ausübt – vom wachsenden Bedarf an Rohstoffen, Energie, Wasser und Boden bis hin zur Beeinflussung geochemischer Zyklen (Treibhauseffekt, saurer Regen) und der Lagerung gefährlicher Abfallstoffe. 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 die anstehenden Probleme lösen, wären 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 (wie bei uns z. B. die Baubehörden in der Gefahrenzone der Stambachmure, Bad Gaisern). Gefilterte Information z. B. in Form nüchterner Landverwendungs-Prioritätenkarten (s. Faltbeilage) soll hier Abhilfe schaffen. Setzt man aber die interessanten Tabellen (leider nicht fortlaufend numeriert) über den Landverbrauch und den pro Kopfverbrauch an Rohstoffen (in den USA und der BRD) in gedankliche Beziehung zu den Tabellen über Verstädterung und Bevölkerungswachstum in den Entwicklungsländern, dann wird klar, daß mit heutigen Methoden nur die gestrigen Probleme lösbar gewesen wären. So gesehen ein aufrüttelndes Buch, das keinen Grund zu Optimismus bietet. Seine nüchternen Zahlen mahnen zur Berücksichtigung der Umwelt in allen Lebensbereichen. Eine wesentliche Verbesserung der Umweltsituation ist jedoch nur zu erwarten, wenn sich Recycling-Vorgänge überall durchsetzen.

R. Lahodynsky

EISBACHER, G. H.: **Einführung in die Tektonik**. – VIII + 310 S., 393 Abb., (Enke) Stuttgart 1991. Kartoniert, 24 x 17 cm, öS 530,- / DM 68,-. ISBN 3-432-99251-3.

Im Enke-Verlag, der bislang schon durch die Herausgabe einiger sehr wertvoller erdwissenschaftlicher Lehrbücher besonders in Studentenkreisen bekannt ist, hat mit diesem Buch von G. H. EISBACHER „Einführung in die Tektonik“ sicherlich eine schon seit längerem bestehende Lücke in der deutschsprachigen Literatur geschlossen. Zwar erscheint es mittlerweile geradezu als ein Muß, sich auch mit der englischsprachigen Literatur auseinanderzusetzen, die ja bereits eine Reihe hervorragender Lehrbücher zu dieser Thematik hervorgebracht hat, trotzdem ist vor allem für den Einsteiger in die Strukturgeologie ein deutschsprachiges Buch von großem Interesse. Diesem Trend trägt der Autor bereits in der Konzeption Rechnung, indem bei Fachausdrücken sofort die passende englische Übersetzung beigelegt ist, zur Erleichterung des Einstieges in die weiterführende Literatur.

Das vorliegende Werk ist – wie schon aus dem Titel ersichtlich – keine reine Einführung in die moderne Strukturgeologie, die allerdings ca. zwei Drittel des Volumens für sich beansprucht, sondern geht in seinem zweiten, etwas kürzeren Teil sozusagen auf „Strukturgeologie im Großmaßstab“, die Geodynamik, ein.

Der erste Abschnitt des Buches, eben die Strukturgeologie, gliedert sich in 20 meist relativ kurze, aber prägnante Einzelkapitel. In den ersten sieben davon werden, beginnend bei Kräften und Spannungen, über Bruchentstehung und -ausbreitung, der Rolle des Porenwasserdrucks sowie der Kinematik tektonischer Bewegungen dem Leser in sehr anschaulicher Weise die fundamentalen Grundlagen der Strukturgeologie nähergebracht.

Dann folgt in den nächsten fünf Kapiteln eine Beschreibung der wichtigsten spröden Störungstypen in der Strukturgeologie – angefangen bei Extensionsbrüchen (Klüften, magmat. Gänge) den Ab-, Über- und Blattverschiebungen, wobei diesen noch ein Kapitel über Seismotektonik angehängt ist. Anhand einer Vielzahl regionaler Beispiele – alle illustriert mit hochqualitativen Photos und Abbildungen – werden die für den Anfänger wichtigen allgemeinen Prinzipien des jeweiligen Störungstyps in gestraffter Form herausgeschält; bei den Abschiebungen fehlt auch nicht die Theorie der Aufdomung metamorpher Kernkomplexe durch flache Abschiebungen, die Blattverschiebungen werden ergänzt durch das Prinzip von Strike-slip-becken und Blumenstrukturen (flower structures).

In den folgenden Kapiteln wird das duktile Ge-

steinsverhalten diskutiert. Fließgesetze, Festigkeitsmodelle für die Lithosphäre sowie Metamorphose und Fluids bereiten dafür die Grundlagen, hervorragende Photos erleichtern trotz der gestrafften Form die Verständlichkeit.

Breiten Raum widmet der Autor den Falten, sowohl die Beschreibung (Geometrie und Kinematik) als auch die genetische Interpretation (Biegegleit-, Scher-, Biegescherfalten) werden eingehend behandelt. Nur kurz gestreift werden in den nächsten zwei Kapiteln die Themen duktile Scherzonen und Diapire (Salzstöcke und Plutone).

Ein zusammenfassender Abschnitt über Deformationsmechanismen und Texturen bildet – abgesehen vom letzten Kapitel „Tektonik und Sedimentation“, das auch ein wenig kurz geraten ist, – den Schluß des ersten Teils. Allgemeine Prinzipien sind unter Tektonite und Metamorphite subsummiert, dann folgen noch Unterkapitel zu den spröden Kataklastiten, Schiefen und duktilen Myloniten, wobei dieses auch eine Auswahl der wichtigsten Schersinnindikatoren beinhaltet. Damit werden auch eigene strukturgeologische Arbeiten sowohl im Mikro-(Dünnschliff) als auch Makrobereich möglich, nicht zuletzt aufgrund der wiederum erstklassigen Photos (zum Teil REM-Aufnahmen).

Im nun folgenden zweiten Teil „Geodynamik“ erfolgt ein eklatanter Maßstabssprung zu globalen Dimensionen. In zehn Kapiteln werden die Einzelphänomene der Theorie der Plattentektonik angerissen und mit aktuellen Beispielen illustriert.

Das erste Kapitel beschäftigt sich mit der Plattentektonik und ihrer historischen Entwicklung, vor allem WEGENER, AMPFERER und HESS werden genannt. Die Struktur des Erdmantels sowie jene der kontinentalen Lithosphäre sind die Themen der nächsten zwei Abschnitte; in ziemlich komprimierter aber gut lesbarer Form stellt der Autor das Wichtigste dar. Kontinentale Rifts, die Basin-Range-Extension sowie passive Kontinentalränder sind die drei Kapitel, die man unter Krustenextension subsummieren könnte. Wiederum wird anhand von Beispielen (Ostafrikan. Graben, Rio Grande-Rift, Rotes Meer, ...) und geophysikalischen Methoden (Seismik, Gravimetrie) relativ rasch eine Unmenge an Daten geboten.

Der ozeanischen Kruste wird in weiterer Folge ein längeres Kapitel gewidmet, wobei mit den mittelozeanischen Rücken, der Struktur der ozeanischen Kruste, ozeanischer Metamorphose, Hot spots, ozeanischen Inseln nur einige wenige Stichworte erwähnt seien. Anschließend wird sozusagen der Widerpart dazu, nämlich die Subduktionszonen mit ihren assoziierten Phänomenen, wie Back-Arc-Basin, magmatische Bögen, Akkretionskeile und auch das Terrane-Konzept besprochen; als regionale Beispiele dienen die Anden und Neuseeland. Dem Endstadium der

Subduktion, der Kontinent-Kontinent-Kollision widmet sich das vorletzte Kapitel. Daß der Himalaya, die Alpen und das variszische Orogen dabei als Beispiele dienen, erscheint geradezu logisch.

Das letzte Kapitel, präkambrische Krustenentwicklung, ist in Anbetracht der enormen behandelten Zeitspanne wohl zu kurz ausgefallen; in nur fünf Seiten wird ein äußerst kurzer Abriss gegeben.

Den Abschluß bilden noch zwei Anhänge, die sich mit der Kartendarstellung, dem Stereonetz und den wichtigsten Maßen auseinandersetzen und somit einen raschen Einstieg ins praktische Arbeiten ermöglichen.

Versucht man nun ein Résumé dieses Werkes zu ziehen, so kann dieses nur äußerst positiv ausfallen. Trotz der Kompaktheit des Buches (ca. 300 Textseiten) wird eine enorme Faktenfülle geboten, etwas, das jedoch nicht auf Kosten der Verständlichkeit geschieht, denn auch eine Vielzahl hervorragender Abbildungen und zumeist kleiner Photos erleichtern die Lektüre enorm. Manche Photos, vor allem die Geländeluftbilder im zweiten Teil, wären zwar mit einer Nachzeichnung der Strukturen besser verständlich, dies beeinträchtigt aber das Lesen nicht nennenswert. Daß auch Zitate im Text im nachfolgenden Verzeichnis nicht aufscheinen (z. B.: BLANCKENBURG et al., 1989; S. 147), stört wohl ein wenig, tut insgesamt der positiven Bewertung jedoch keinen Abbruch.

Da auch die Druckqualität als sehr gut zu bezeichnen ist und mit öS 530,- kein übertrieben hoher Preis zu bezahlen ist, kann diese „Einführung in die Tektonik“ für alle Einsteiger in diese Thematik nur wärmstens empfohlen werden!

W. Müller

ZEIL, W.: **Brinkmanns Abriss der Geologie, Band I: Allgemeine Geologie.** – 14., neu bearbeitete Auflage, 278 S., 238 Abb., (Enke Verlag) Stuttgart 1990. Kartoniert, 17 x 24 cm, DM 54,-. ISBN 3-432-80594-2.

Dieses für beginnende Haupt- und Nebenfachstudenten der Geologie bzw. Erdwissenschaften unentbehrliche Lehrbuch hat nun bereits seine 14. Auflage erreicht. Nach altbewährtem Konzept wird das umfangreiche Sachgebiet der Geologie in zwei Abschnitte untergliedert: „Exogene“ und „Endogene Dynamik“. Die wesentlichen Neuerungen gegenüber der letzten Auflage aus dem Jahre 1984 beschränken sich dabei weitgehend auf den Abschnitt der „Endogenen Dynamik“. Dafür sind die Hauptkapitel der „Exogenen Dynamik“ (wie „Verwitterung, Klimazonen, Das Meer, Diagenese, ...“) die

ausführlichsten und am besten illustrierten Teile dieses Lehrbuches. Noch immer revisionsbedürftig erscheint mir das ausgedehnte Kapitel der Tektonik („Endogene Dynamik“) zu sein, in dem einerseits eustatische Meeresspiegelschwankungen und epirogenetische Prozesse mit Hilfe moderner, sequenzstratigraphischer Überlegungen etwas ausführlicher erklärt werden könnten, andererseits moderne Vorstellungen über Blattverschiebung, Decktektonik, Grabenbildung, etc. in kurz umrissener Form auch in einem Lehrbuch der Allgemeinen Geologie Platz finden sollten. Umso ausführlicher werden dafür Vorgänge des „Vulkanismus“, „Plutonismus“ und der „Metamorphose“ erklärt, auch wird in dieser Auflage auf neue Erkenntnisse über plattentektonische Prozesse näher eingegangen. Begriffe wie „Benioff-Zone“, „hot-spot“ und „Mittelozeanischer Rücken“ werden im Zusammenhang mit Vulkanismus, Tektonik und Geodynamik der Erde ausführlicher erläutert. Das Kapitel „Geodynamik“ ist weitgehend neu verfaßt und um modernere Theorien wie der Terrane-Theorie bereichert worden. Das Kapitel „Chemie der Erde“ wurde ebenso neu überarbeitet und mit neuen wissenschaftlichen Ergebnissen angereichert.

Besonders positiv sei hervorgehoben, daß bei fast allen Kapiteln dieses Buches, die Liste der Literaturzitate auf den neuesten Stand gebracht wurde, was vor allem Neuerscheinungen der 80er Jahre betrifft.

Kurzum nach wie vor ein Buch, das in keiner Bibliothek jeglichen geowissenschaftlich interessierten Lesers fehlen sollte.

M. Moser

HSÜ, K. J. & BRIEGEL, U.: **Geologie der Schweiz: ein Lehrbuch für den Einstieg und eine Auseinandersetzung mit den Experten.** – 219 S., 96 Abb., (Birkhäuser) Basel 1991. Gebunden, 24 x 17 cm, öS 452,-/DM 58,-. ISBN 3-7643-2579-8.

Bereits beim ersten In-die-Hand-Nehmen dieser „Geologie der Schweiz“ verwundert der für ein exemplarisch gut untersuchtes Gebirge wie jenes der Schweizer Alpen, der doch geringe Buchumfang, ca. 180 Textseiten, ein Umstand, der beim Lesen von Untertitel (Lehrbuch) und Vorwort sofort einleuchtet. Denn Zielgruppe Nr. 1 von K. HSÜ und seinem Koautor U. BRIEGEL, wobei aber die deutliche Handschrift HSÜ's während des gesamten Buches unverkennbar bleibt, sind Studenten der Erdwissenschaften im Stadium ihrer ersten Gehversuche in dieser Wissenschaft.

Dementsprechend ist auch dieses Buch aufgebaut: Innerhalb der nach regionalen Gesichtspunkten gegliederten Kapitel – HSÜ nennt dies hochtrabend

Gliederung nach „tektonischer Fazies“, ob dieses Konzept neu ist, mag angezweifelt werden – finden sich vor allem am Beginn auch sehr allgemeine geologische Prinzipien, wie z. B. STENO's Stratigraphisches Grundgesetz, immer auch verwoben mit etwas Erforschungsgeschichte, wobei – Detail am Rande – E. SUESS einen durchaus prominenten Platz zugewiesen bekommt. So findet der Leser also in insgesamt zwölf Kapiteln beginnend im Nordwesten der Schweiz, dem Jura, über die Molasse, das Helvetikum, den Flysch, das Penninikum bis zum Bergell und Ostalpin einen NW-SE-Querschnitt durch die Schweiz; einige Fragen am Ende eines jeden Kapitels sollen das Verständnis vertiefen.

In Kapitel 1, dem Jura, werden weniger die Gesteine dieser Einheit behandelt als vielmehr Ansätze der Paläontologie (Litho-, Chronostratigraphie) und der modernen Sedimentologie (die Bahamas als aktuogeologisches Beispiel für den Jura) vorgestellt. Die Molasse, Thema des zweiten Kapitels, findet schon breiteren Raum; neben den tertiären Schichtgliedern werden auch recht ausführlich die eiszeitlichen Phänomene erläutert. Dann folgt ein allgemein einführendes Kapitel über die Alpen, wobei vor allem die Einführung der Deckenlehre hier in historisch rückblickender Weise eindrucksvoll geschildert wird. Helvetikum und Flysch folgen in jeweils eigenen Kapiteln, beiden Einheiten wird genügend Aufmerksamkeit geschenkt, und als aktuogeologisches Modell dieser beiden Einheiten wird die Ägäis vorgeschlagen, sicherlich ein interessanter Ansatz.

Den meisten Raum beansprucht in Form von nicht weniger als 5 Kapiteln das Penninikum – beginnend mit den Klippen (Präalpen), und fortschreitend über die penninischen Grundgebirgsdecken und Bündnerschiefer bis zur Ophiolith-Melange. In einem abschließenden Kapitel über die penninische Deformation werden vor allem die eo-, meso- und nealpinen Deformationsstadien in den Westalpen erläutert. Als letztes regionales Kapitel findet der Leser schlußendlich noch ein paar Notizen über das Ostalpin und den Bergeller Pluton. Seltsam wirkt in diesem Zusammenhang, daß keine moderne zusammenfassende österreichische Arbeit Einzug in HSÜ's Literaturverzeichnis gefunden hat, sondern daß vor allem TRÜMPY's Ansichten der Gliederung des Ostalpines übernommen werden.

Abschließend wird in Kapitel XII die geologische Entwicklung der Schweiz dargelegt und somit eine Synthese der vorhergehenden Abschnitte versucht. Nach ein paar Absätzen über das herzynisch/variszische Geschehen widmet sich der Hauptteil natürlich dem alpidischen Zyklus, schildert das Sedimentationsgeschehen bis zur Kreide, die Entstehung des penninischen Ozeans und beschreibt dann das alpine Kompressionsgeschehen im Sinne eines Drei-Platten-Modells. HSÜ spricht sich jedoch ein-

deutig gegen tektonische Phasen im alten Sinne aus, sondern vertritt vehement kontinuierliches Geschehen im Lichte der Plattentektonik!

Als zusammenfassendes Buch insbesondere für Personen mit geringen bis keinen Kenntnissen der Geologie der Schweiz ist dieses Werk sicherlich zu empfehlen, zumal es einen recht raschen Überblick erlaubt. Daß nach Meinung des Rezensenten mit diesem Punkt auch schon der einzige Vorzug des Buches genannt ist, sollte bei einem eventuellen Kauf des Buches bedacht werden.

Denn allen voran läßt die Druckqualität sehr zu wünschen übrig, verwundert das vollkommene Fehlen von Photos in einem Buch mit regionalem Inhalt, muß auch des öfteren die Abbildungsqualität und -lesbarkeit (z. B. Tekton. Kartenskizze der Schweiz, S. 20f.) negativ beurteilt werden und – last but not least – strotzt das Buch nur so vor Druck- und Rechtschreibfehlern (z. B. mindestens 5 x „(bio)startigraphisch“!), nicht mitgezählt die sinnstörenden Satzstellungen, etwas das von einem Sino-Amerikaner (HSÜ über HSÜ) aber auch nicht immer erwartet werden kann. Zu guter Letzt scheint auch der Preis (öS 452,- / DM 58,-) für ein Buch dieses Umfanges und dieser Qualität vor allem für Studenten etwas zu hoch gegriffen zu sein.

W. Müller

KRAFFT, M.: Führer zu den Virungavulkanen. – X + 193 S., 43 Abb., (Enke Verlag) Stuttgart 1990. Kartoniert, 15, 5 x 23 cm, DM 68,-. ISBN 3-432-98911-3.

Der westliche Teil des Ostafrikanischen Grabens trennt sich vom östlichen Teil nördlich des Malawi (= Nayasa-) Sees und beschreibt einen riesigen, nach Osten konkaven Kreisbogen von 1500 km Länge. Im Gegensatz zum Ostteil des Ostafrikanischen Grabens ist der Westteil kein kontinuierliches Grabenbruch-System, das von langen Parallelverwerfungen begrenzt wird, sondern es besteht aus einer Reihe von Gräben verschiedener Streichrichtungen, die gestaffelt aufeinanderfolgen und durch Querbrüche verschoben sind.

Der W' Bereich des Ostafrikanischen Grabens spaltet den Rücken einer riesigen langgestreckten Aufwölbung der Erdkruste, die durch einen gewaltigen Anstieg heißen Magmas im Oberen Mantel (Mantelaufwölbung) hervorgerufen wurde. Dadurch kam es zur partiellen Aufschmelzung. Es entstanden die Laven, die im tektonischen Graben und in dessen Umgebung aufdrangen. Der westliche Teil des Ostafrikanischen Grabens zeigt eine bedeutend stärkere vulkanische Aktivität als der östliche Teil; sie ist besonders an den verschiedenen Schwellen zu

beobachten, die den Graben gliedern. Wir haben von Süden nach Norden: Das Vulkangebiet von Rungwe, das Vulkangebiet von S-Kivu, die Kette der Virunga-Vulkane, das Vulkangebiet der Virunga-Vulkane und das Vulkangebiet von Toro-Ankole.

Die Entwicklung des Grabens ist bis in den Zeitraum Perm/Trias zurückzuverfolgen, als der Gondwana-Kontinent zerbrach. Um die Kreidezeit kam es zu zahlreichen Nephelin-Syenit- und Karbonatit-Intrusionen. Die ersten Anzeichen vulkanischer Aktivität gab es im Eozän; im Miozän erschienen eine Reihe von Becken auf dem Scheitel der Aufwölbung. Im Pliozän zerbrach die Kruste bei einer größeren tektonischen Bewegung. Im Holozän war der heutige Zustand erreicht; nur die Virunga-Vulkane blieben aktiv.

Nach einer instruktiven Einführung und einem guten regionalem Überblick über den westlichen Teil des Ostafrikanischen Grabens werden die Virunga-Vulkane mit Schwergewicht Nyiragongo und Nyamuragira geographisch, geomorphologisch, historisch, vulkanologisch, petrographisch und magmatologisch sowie geologisch sehr komplex und (fast zu) komprimiert dargestellt; die reichen Daten entstammen weniger Arbeiten des Autors als der vielfältigen Lite-

ratur. Auf nur 16 Seiten werden 3 Exkursionsrouten beschrieben, auf 2 Seiten (recht dürftige) Exkursionsratschläge gegeben. Die Farbbilder kann man vergessen, wenn man die prächtigen Filme und Bilder H. TAZIEFFs in Erinnerung hat. Die Kärtchen in den Abbildungen 8, 15 und vor allem 33 sind so stark verkleinert, daß man sie nur mit dem Leseglas entziffern kann; die graphische Gestaltung dieses Führers insgesamt könnte sorgfältiger sein.

Im Vorwort bemerkt der Autor (tätig im Centre de Volcanologie Vulcain, Cernay/Frankreich): „Auf allzu detaillierte Fahrtrouten wird bewußt verzichtet. Amateurvulkanologen sollen die Möglichkeit haben, ihren Unternehmungsgeist unter Beweis zu stellen: Sie sollen sich selbstständig auf Land- und Straßenkarten orientieren, um die interessanten Stellen zu finden“.

Was soll's??

Mich initiiert dieser Führer, anscheinend auch sehr trocken übersetzt (Dr. Cornelia SCHMITT-RIEGRAF/Münster), nicht zu einer schon lange erträumten Exkursion zu den Virunga-Vulkanen.

W. Medwenitsch

**VERANSTALTUNGSKALENDER / CALENDER OF EVENTS
1992**

82. Jahrestagung der GV

Deutschland, Stuttgart: vom 26.–29. Februar 1992

Generalthema: Sea-Level Changes — Processes and Products

Adresse: GV '92

Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Stuttgart
Postfach 10 60 37
D-7000 Stuttgart 10
Germany
Phone: 711-6412259
Fax: 711-6412200

Interpraevent 1992

Schweiz, Bern: vom 29. Juni – 3. Juli 1992

Generalthema: Schutz des Lebensraumes
vor Hochwasser,
Muren und Lawinen

Wissenschaftliche Leitung: Internationale
Forschungsgesellschaft Interpraevent
Postfach 117, A-9021 Klagenfurt, Österreich

Adresse: Interpraevent 1992
c/o Bundesamt für Wasserwirtschaft
Postfach, CH-300, Bern, Schweiz

Interuniversitärer Kompaktkurs Erlangen

Mikrofazielle Untersuchungsmethoden und Fazies-Modelle von Karbonatgesteinen

Erik FLÜGEL, Roman KOCH, Detlef WURM

Kurs A: 24. 2.–28. 2. 1992;

Kurs B: 2. 3.–6. 3. 1992

Ziel des Kurses ist eine Einführung in die Methoden der Mikrofazies-Analyse und in die Möglichkeiten der Fazies-Interpretation von Karbonatgesteinen sowie in die praktische Anwendung von Faziesanalysen.

Kursanmeldung: „Fazies-Kurs 1992“, Institut für Paläontologie (Prof. Dr. E. FLÜGEL)
Universität, Loewenichstraße 28, D-8520 Erlangen
Phone: 09131-852622
Fax: 09131-852690

Kompaktkurs „Pyroklastische Gesteine“

Christian-Albrechts-Universität: vom 24.–28. Februar 1992

Ziel: Anhand von Dünnschliffserien sollen repräsentative Gesteine mikroskopiert werden. Vorlesungen und Diskussionen über die Entstehung pyroklastischer Gesteine werden die mikroskopische Arbeit ergänzen. Eine Grundausbildung in Mineraloptik und Gesteinsmikroskopie ist Voraussetzung zur Teilnahme.

Kursanmeldung: H.-U. Schmincke

GEOMAR Forschungszentrum

für marine Geowissenschaften an der CAU Kiel

Wischhofstraße 1

D-2300 Kiel 14

Phone: 0431/7202-157

Fax: 0431/725391 oder 725650

Hinweise für Autoren

1. Allgemeines:

Die Zusendung von Manuskripten samt dazugehörenden Abbildungen bzw. Beilagen bitten wir direkt an 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
Phone: (0222)40103/2518

Mit der Übersendung des Manuskripts bekundet der Autor sein Einverständnis, daß die Redaktion sein Manuskript an einen Begutachter weiterleitet. Nach erfolgter Begutachtung entscheidet ein Redaktionskomitee über die Aufnahme der Arbeit in die Zeitschrift.

Angenommen werden nur:

a) 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, oder

b) Arbeiten, die in einem gängigen Textverarbeitungsprogramm (Word 5.0, Word Perfect 5.0) geschrieben sind, oder als ASCII-File abgespeichert wurden, wobei aber darauf zu achten ist, daß nebst einer Diskette (3 1/2" oder 5 1/4") auch ein *vollständiger Ausdruck* der Arbeit der Schriftleitung zugeht.

Für a) und b) gilt, daß die Positionierung der Abbildung/en, des/der Fotos, der Fototafel/n und der Tabelle/n im Text, an der Stelle, die dem Autor wünschenswert erscheint, deutlich markiert wird. Ob diesen Wünschen aus satz- bzw. drucktechnischen Gründen Rechnung getragen werden kann, bleibt aber der Redaktion vorbehalten.

Hinsichtlich der **Rechtschreibung** und der Zeichensetzung richte man sich nach dem **Duden**. Es soll im Manuskript u. a. klar zwischen Gedankenstrich und Bindestrich, sowie zwischen „ss“ und „ß“ unterschieden werden.

2. Gliederung:

Titel (fett), Vor- und Zuname des Verfassers, Zahl der Abbildungen, Tafeln oder Tabellen; Anschrift des Verfassers auf der 1. Seite links unten; Schlüsselwörter und deren englische Übersetzung (Keywords) auf der 1. Seite rechts unten, wobei die Schlüsselwörter über den Keywords gesetzt werden; Inhaltsverzeichnis – Contents; 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. 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 verpflichtend.

2.2.1. Schlüsselwörter: Hierbei sollten es sich um maximal 5, die Arbeit charakterisierende Wörter handeln.

2.2.2. Keywords: Diese stellen eine Übersetzung ins Englische der Schlüsselwörter dar, und sollten auf der 1. Seite der Arbeit unterhalb der Schlüsselwörter aufscheinen.

2.3. Zusammenfassung: Verpflichtend für jeden Beitrag ist eine kurze Zusammenfassung in deutscher und englischer Sprache voranzustellen. Weitere fremdsprachliche Kurzfassungen (französisch, italienisch, spanisch, usw.) sind möglich.

2.4. Kapitelgliederung: Das Manuskript hat eine klare Unterteilung in Kapitel aufzuweisen. Diese sind durchzunummerieren, wobei die *Zusammenfassung* stets als *erstes Kapitel* geführt wird.

2.5. Einleitung: In der Einleitung soll eine kurze Darlegung der Problemstellung erfolgen. Auch kann in diesem Abschnitt gegebenenfalls eine Lageskizze des Arbeitsgebietes (siehe auch „3. Illustrationen“) beigefügt werden. Eventuelle Danksagungen sind am Ende des Artikels – in kurzer Form – zu bringen.

2.6. 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: z. B. SPENGLERs, SPENGLERsche, usw.).

Schlangelinienförmige Unterstreichung = *kursiv*.

2.7. Literaturzitate:

2.7.1. Literaturzitate im Text: z. B. ...O. AMPFERER (1931:300) oder (O. AMPFERER, 1931:300). 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.

2.7.2. 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 (Abbildungen, Tabellen, Tafeln) sind für eine gute Reproduktion **Originalvorlagen** bzw. bei Fotos **Hochglanzabzüge** notwendig.

Die im Text eingefügten Bilddarstellungen werden als Abbildungen bezeichnet und sind durchlaufend zu numerieren.

Die Abbildungsvorlagen sind getrennt vom Text dem Manuskript beizulegen. Am Rande des Manuskript-Textes ist deutlich zu markieren, an welcher Stelle die Bilder nach Möglichkeit eingeschaltet werden sollen (siehe auch „1. Allgemeines“). Sie müssen ferner rückseitig oder randlich einen mit Bleistift und in Druckschrift ausgeführten Vermerk bezüglich Autor, Abbildungsnummer und Orientierung der Abbildung (Pfeil nach oben), aufweisen.

Die Vorlagen der Textabbildungen sind dem Satzspiegel (16,6 x 24,3 cm bzw. für eine Spalte 8 x 24,3 cm) anzupassen.

Bevorzugt werden (s/w) Strichzeichnungen, in Tusche angefertigt, möglichst in 1,5 bis 3-facher Größe der späteren Wiedergabe.

Es ist zu beachten, daß die Beschriftung der Abbildungen bei Verkleinerung auf Satzspiegelformat nicht kleiner als 1 mm werden soll. Allen Abbildungen ist ein direkter Maßstab in Form einer Maßleiste beizufügen. Bei Karten ist die Nordrichtung zu kennzeichnen. Bei Profilen sind Himmelsrichtungen sowie Höhen- und Horizontalmaßstäbe anzugeben.

Die zweisprachig gehaltenen Unterschriften- bzw. Abbildungstexte (deutsch – englisch;), werden **gesetzt**; sie sind auf einem eigenen Blatt *g e t r e n n t* den Abbildungen beizulegen.

Signaturen: Bei Verwendung von Rastern als Flächensignaturen ist eine absolut deutliche **Hell-Dunkel-Abstufung** (in Hinblick auf eine eventuelle spätere Verkleinerung) zu beachten.

Strichsignaturen sollen möglichst der geologischen Erscheinung (Streichen und Fallen) angepaßt sein, weshalb starre Schraffuren zu vermeiden sind.

Tafeln: Abbildungen, die auf Tafeln stehen, welche dem Text nachgeordnet sind, werden auch als solche bezeichnet; ihre Numerierung beginnt bei jeder Tafel neu (z. B. Taf. 1, Abb. 1 oder Taf. 3, Profil 1).

Die geplante Anzahl von Tafeln ist wegen der dadurch verursachten Mehrkosten einzuschränken. Farbtafeln und Farbfotos können nur bei maßgeblicher Kostenbeteiligung des Autors gedruckt werden. Illustrationen, die bewußt 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 Beilagenteil zusammengefaßt sind.

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 30 Freixemplare; diese Anzahl bleibt auch bei mehreren Autoren dieselbe.

Weitere Exemplare können gegen Bezahlung bezogen werden. Eine diesbezügliche Bestellung ist rechtzeitig (bei Rücksendung der 1. Korrektur) zu tätigen. Spätere Bestellungen können bei fortgeschrittener Druckarbeit nicht berücksichtigt werden.

NOTIZEN: