

Megalodontiden aus dem Keuper der Südpyre­näen
südlich Seo de Urgel
(Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias
in Nordspanien)

von H. Mensink & G. Tichy⁺)

Zusammenfassung

In einem Triasprofil der Südpyre­näen wurden zwei Megalodontenlager festgestellt. Die Megalodonten sind die Erstfunde in den Pyrenäen und der epikontinentalen Trias. Das ältere Lager befindet sich in Schichten, die bisher als Ladinium eingestuft sind. Die Megalodontengröße spricht für Ober-Norium. Der jüngere Megalodontenhorizont gehört einer Ophit-Tuffbreccie an. Die Megalodontensteinkerne sind vermutlich aus der älteren Schichtfolge mitgefördert. Sie gehören zur obernorischen ("rhätischen") Art *Conchodon infraliasicus* und werden als neue Unterart beschrieben. Die bisherigen Altersangaben über den höheren Muschelkalk und Keuper Spaniens sind zu pauschal vorgenommen worden.

Abstract

Two beds containing megalodonts were found in a section through Triassic sediments in the southern Pyrenees. These megalodonts are the first ones to be found in the Pyrenees and within the epicontinental Triassic. The older horizon was located in beds so far belonging to the upper Muschelkalk (Ladinian). The large size of the megalodonts suggests an Upper Norian age. The younger horizon is located within an ophitic tuffaceous breccia. In this case the internal moulds of these bivalves have been brought up from an older series by volcanic action. Belonging to the species *Conchodon infraliasicus* of the Upper Norian (Rhaetian) they are described as a new subspecies. Up to now the dating of the upper Muschelkalk and Keuper beds in Spain was done too liberally.

⁺) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. H. Mensink, Institut für Geologie der Ruhr-Universität Bochum, D-4630 Bochum; Dr. G. Tichy, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Akademiestraße 26, A-5020 Salzburg

Resumen

En un corte en el Triásico del vertiente sur del Pirineo se ha encontrado dos niveles con Megalodon. Es por primera vez que estos fósiles han sido observados en el Trias epicontinental y de las cadenas pirenaicas. El nivel mas antiguo se encuentra en capas que se clasifica hasta ahora como Muschelkalk superior (Ladinium). El tamaño de los ejemplares de Megalodon favorece correlación de estas capas con el Noriense superior. El nivel con Megalodon mas reciente esta intercalado en una breche de tufita ofítica. Los moldes de Megalodon proceden probablemente de la serie inferior arrastrado por la erupción. Se puede determinar estos ejemplares como pertenecientes al especies del Noriense superior (Retiense) *Conchodon infraliasicus* y además se describe una nueva subespecies. La detación del Muschelkalk superior y del Keuper en España se ha hecho entonces hasta la fecha demasiado global.

Inhalt

Einleitung

Schichtfolge

a) Profil

b) Bisherige Alterseinstufungen

c) Megalodontenhorizonte

Megalodontiden

a) Paläontologie

b) Alter

c) Paläogeographie

d) Ökologie

Ausblick für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias in Nordspanien

Literatur

Tafelerläuterungen

Einleitung

In Nordspanien liegt zwischen gefaltetem Paläozoikum und fossilführendem Lias ein Gesteinspaket, das lithologisch in vielen Teilen dem Perm-Triasprofil in Mitteleuropa gleicht. Die tiefste Schichtfolge überlagert diskordant das Paläozoikum und besteht in den meisten Gebieten aus rötlichen Konglomeraten, Sand-, Silt- und Tonsteinen. Die zweite Einheit setzt sich aus kalkigen, dolomitischen und regional begrenzt salinaren Gesteinen zusammen. Darüber folgt eine buntgefärbte Mergel- und Tonsteinserie, die örtlich Gips, Steinsalz, Kalk-, Dolomitbänke führt. Die oberste Gesteinsfolge bilden die Carniolas.

Das Gesteinspaket ist fossilarm. Stratigraphisch einpaßbare Faunen sind selten; um die Alterseinstufungen ist es infolgedessen schlecht bestellt. Die Gliederungen sind denen im germanischen Faziesbereich angeglichen. Die untere Einheit wird in den Südpynäen als Permtrias und vielerorts in N-Spanien als Buntsandstein bezeichnet. Der mittlere Schichtabschnitt ist als Muschelkalk eingestuft. Die bunte Mergelfolge wird dem unteren bis mittleren Keuper und die Carniolarserie dem Rhätium, Hettangium und unteren Sinemurium zugeordnet. Das untere Hettangium ist in Asturien nachgewiesen (DUBAR, MOUTERDE & LLOPIS 1963). Die ersten Ammoniten im Hangenden der Carniolas-Bankkalke ("Lias-Bankkalke") gehören meist dem Oberen Sinemurium an. Die in dieser Abhandlung beschriebenen Megalodontiden wurden 1973 und 1975 auf Anreisen des erstgenannten Autors zu geologischen Untersuchungen in den Iberischen Ketten aufgefunden. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft gewährte dazu Reisebeihilfen. Frau E. WNENDT-JUBER und die Herren Ch. ERRENST und W. WNENDT halfen bei der Profilaufnahme 1975. Herr Dr. H. SUMMESBERGER (Naturhistorisches Museum Wien) und Herr F. BÖHM (Salzburg) stellten leihweise Vergleichsmaterial zur Verfügung. Wir danken herzlich für diese Unterstützungen.

Geologie des Fundortes

Der Megalodontenfundpunkt liegt in den östlichen Südpynäen im Tal des Río de Tost, einem Nebental des Río Segre. Die Straße Lerida-Puigcerda quert dieses Nebental bei Hostalets de Tost in Höhe des Km 117.

Die Fundschichten befinden sich auf der nördlichen Bachseite an der unbefestigten Zufahrt zum Ort Tost (Abb. 1 und 2). Sie gehören dem mittleren Abschnitt des Triasprofils im Río Segre- und Tost-Tal an. Nördlich des Fundortes sind Perm- und Rotsedimente des Buntsandsteins verbreitet. Im Süden schließen sich Carniolas-/Jurakalkgesteine sowie mächtige Kreidekalk- und Mergelfolgen an. Dieses Schichtpaket lagert muldenförmig zwischen dem älteren Paläozoikum der Zentralpynäen und dem mit Tertiär gefüllten Ebrobecken. Es ist durch streichende Störungen stark zerstückelt und am Ebrobeckenrand an Überschiebungen in Richtung Ebrobecken geglitten. Als Gleitschichten dienten die salinaren Horizonte der Trias. Diese sind deshalb vielerorts stark gestört.

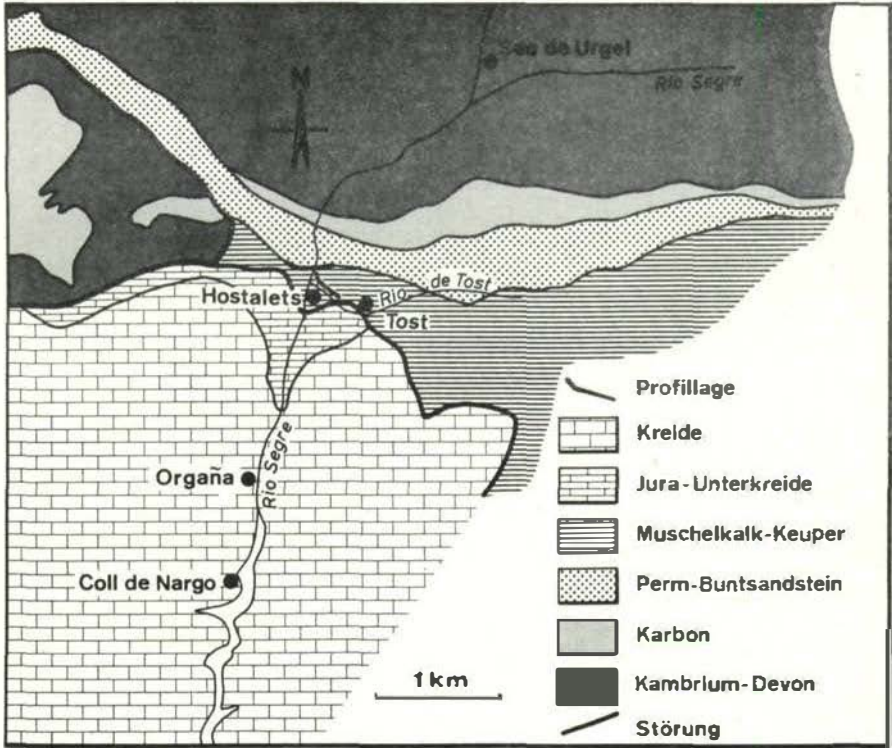


Abb. 1: Übersicht über die Geologie des Megalodontiden-Fundpunktes in den Südpynenäen

Schichtfolge

a) Profil

Das aufgenommene Profil ist an der Straße Lerida-Puigcerda und an der Zufahrt zum Ort Tost erschlossen (Abb. 2 u. 3). Die über 1000 m mächtige Permtrias und das Muschelkalk/Keuperschichtpaket sind durch eine Überschiebung getrennt. Die Muschelkalk/Keuperschichtfolge ist teilweise steilgestellt. Ob Schichtwiederholungen vorliegen, konnte nicht entschieden werden.

Die Abfolge lautet:

Hangendes:	Carniolas-Rauhacke, Dolomite, Kalke
ca. 35.00 m	Buntmergel
ca. 40.00 m	dickbankige Dolomite und Kalke
19.00 m	graugrüner Tuffit mit Ophit-, Kalk-, Dolomit- und bei 11.00 m Megalodontenlapilli, schichtparallel angeordnet
ca. 85.00 m	z.T. rotgefärbte Mergel, bankige Kalke, Dolomite und bunte Gipsmergel; schlecht erschlossen, wech-

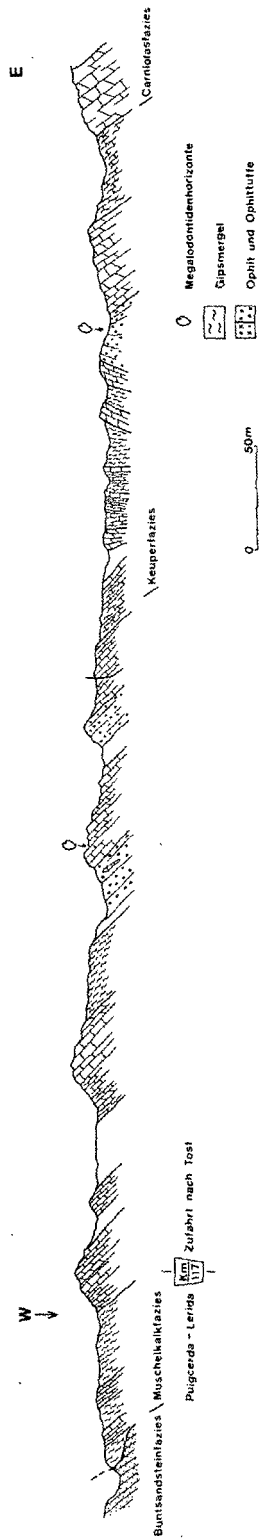


Abb. 2: Triasprofil von Tost in den Süppyrenäen

	selndes Einfallen
ca. 80.00 m	dünnplattige Mergel, dünnbankige Kalke, Dolomite und grüner Ophit bzw. Ophittuff, Trockenrisse verbreitet
0.80 m	sandfarbene Dolomitbank mit Megalodonten
8.50 m	grauer, dickbankiger Kalk
21.00 m	graugrüne Ophittuffite mit kleinen bis kinds-kopfgrößen Ophit- und Kalklapilli, schichtparallel angeordnet, 20 cm dicke Kalklinsen
27.00 m	bunte Gipsmergel
130.00 m	dickbankige Dolomite und Kalke, mit Wurmbauten durchsetzt, sowie dünnplattige Kalkmergel
ca. 30.00 m	bunte Gipsmergel
ca. 35.00 m	graue, plattige Kalke und Gipsmergel im Wechsel; gestört (?)
	Überschiebung
Liegendes:	Buntsandstein

b) Bisherige Alterseinstufungen

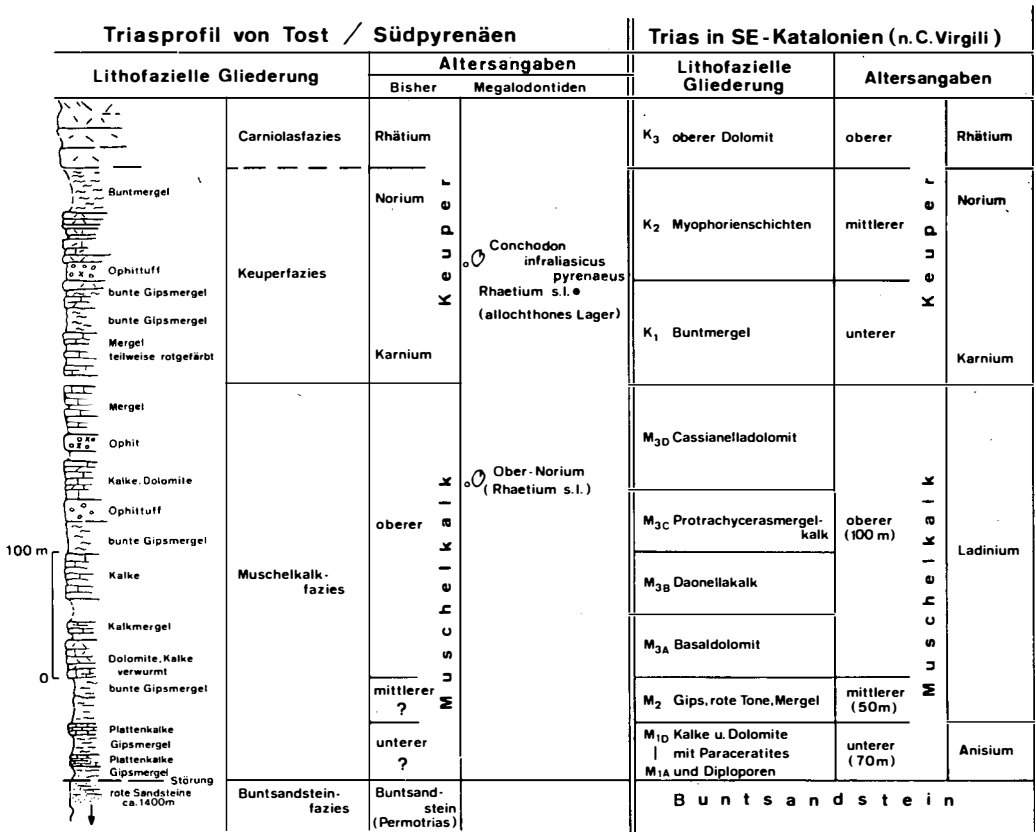
B. GUERIN-DESJARDINS & M. LATREILLE (1961) beschreiben die Trias-schichten bei Tost als typisch für die Südpirenen zwischen dem Segre und Llobregat. Sie unterscheiden 1400 m Permotrias, Muschelkalk beginnend mit dem Basisgips und endend etwa mit den Kalkmergeln über dem zweiten Ophittuff und Keuper mit Buntmergeln, Kalken und Dolomiten. Die massigen Gesteine der Carniolas über der bunten Folge stellen sie ins Rhätium. Eine signifikante Fauna erwähnen sie nicht.

In den katalonischen Küstenketten befinden sich die nächstgelegenen faunenführenden Triasprofile (C. VIRGILI 1955, 1958, 1962, 1963). Der Muschelkalk ist dort dreigeteilt. Die untere kalkig-dolomitische Serie mit *Paraceratites* gehört dem Anisium an. Der mittlere Muschelkalk besteht aus faunenleeren Tonen, Mergeln Sandsteinen mit Gips und Anhydrit. Er ist stratigraphisch nicht genau datiert. Im oberen Muschelkalk sind ältere Dolomite und Mergelkalke und darüberfolgende jüngere Dolomite unterscheidbar. Die Mergelkalke enthalten Ceratiten des Ladinium: Die Zeitangaben schwanken zwischen Unter-, Mittel- und Oberladinium (C. VIRGILI s.o., HINKELBEIN 1965, und F. HIRSCH 1972). Die jüngeren Dolomite werden auch ins Ladinium gestellt. Die Faunenbelege sind dafür nicht eindeutig. Der Keuper ist dreigeteilt und dem Karnium bis Rhätium zugeordnet; die spärliche Fauna ist nur mangelhaft für Einstufungen geeignet (Abb. 3).

c) Megalodontenhorizonte

Zwei Megalodontenhorizonte kommen in dem Triasprofil am Rio Tost vor:

1. Das ältere Lager befindet sich im mittleren Profilabschnitt 8.50 m über der ersten Ophit-Tuffbreccie (Abb. 2 u. 3). Es ist eine 0.80 m dicke sandfarbene Bank eines ?Partikeldolomits, dessen Primärgefüge aus Pillen, Onkoid- und Schillstrukturen diagenetisch stark verwischt ist. Mehrere Megalodontenanschnitte sind in der Bank sichtbar.
2. Der jüngere Megalodontenhorizont gehört der obersten, dritten Tuffbreccie an. Er ist in der ersten Zufahrtkehre sowie in



* Rhaetium s.l. - Rhät im bisherigem Sinne (Zone des *Choristoceras marshi* und ältere Schichtglieder, die heute ins Sevat gestellt werden)

Abb. 3: Die Triasgliederung in den Südpynenäen und in SE-Katalonien

einem markanten Geländeanschnitt oberhalb der Kehre erschlossen. Die Megalodontensteinkerne sind gemeinsam mit Ophit-, Kalk- und Dolomitlapilli und -bomben verschiedener Größe schichtgleich mit den liegenden sowie hangenden Dolomitbänken angeordnet und vermutlich aus der tieferen Schichtfolge mitgeführt. Sie sind randlich schwach gefrittete Partikeldolomite. Die Partikel sind zwar Onkoide, ?Kotpillen, Pelecypoda-, Gastropoda-, ?Brachiopoden- und Echinodermaschill, die Dolomitsteinkerne jedoch von der Fazies, als auch von der Diagenese her nicht identisch mit der

Dolomitbank des ersten Horizontes. Sie entstammen aber einem sehr ähnlichen Milieu nicht normaler Salinität. Megalodontensteinkerne aus Tuffmaterial wurden nicht festgestellt. Es ist deshalb unwahrscheinlich, daß die Megalodontenlagerstätte autochthon ist.

Megalodontiden

Aus dem älteren Megalodontenhorizont konnte nur eine beschädigte, nicht bestimmbare Steinkernhälfte freigelegt und entnommen werden. Dem jüngeren Lager entstammen 9 meist doppelklappige Steinkerne. Sie sind alle unvollständig, 4 Exemplare so, daß auch sie nicht ausgewertet werden können.

Die beschriebenen Formen werden in der Sammlung des Instituts für Geologie der Ruhr-Universität Bochum unter der Kennziffer Bo IGRUB-MT 1-6 aufbewahrt.

a) Paläontologie

Ukl.	Heterodonta NEUMAYR, 1884
Ord.	Hippuritoidea NEWELL, 1965
Üfam.	Megalodontacea MORRIS & LYCETT, 1853
Fam.	Megalodontidae MORRIS & LYCETT, 1853
Gatt.	<i>Conchodon</i> STOPPANI, 1865

Conchodon infraliasicus pyrenaeus nov. ssp.

Holotypus: Taf. 1, Abb. 1-3.

Locus typicus: Tost, S Seo de Urgel, Südpirenäen (Spanien).

Stratum typicum: Keuper/Tuffbreccie.

Derivatio nominis: pyrenaeus, nach den Pyrenäen benannt.

Material: 3 Steinkerne, 2 Bruchstücke.

Diagnose: Großer Megalodontid, Steinkerne gleichklappig. Die Flanken und der Hinterrand sowie die Seitenflächen sind kräftig gewölbt. Die Wirbel sind mäßig lang und nach vorne eingerollt, mit einer deutlichen lateralen Muskelleiste an den Flanken. Die Bivalve ist stets breiter als dick, die Höhe etwas größer als die Dicke.

Differentialdiagnose: Die neue Unterart ist von *Conchodon infraliasicus* durch die schwächere Einkrümmung der Wirbel nach vorne und durch den stumpferen Winkel, den die beiden Flächen der Area miteinander einschließen, ausreichend voneinander geschieden. Die scharfe Areakante ist bei dieser Unterart weniger deutlich ausgeprägt, der schwach bitrunkate Charakter tritt stärker in den Vordergrund und zeigt in dieser Beziehung Anklänge an die Gattung *Rhaetomegalodon*, ist aber wesentlich breiter als diese.

Beschreibung: Die vorliegenden Steinkerne sind gleichklappig,

Flanken und Hinterrand kräftig gewölbt. Parallel zur Hinterkante verläuft lateral eine deutliche Einschnürung, wie sie für die Vertreter der Gattung *Conchodon* und z.T. für *Rhaetomegalodon* charakteristisch ist. Eine leichte Andeutung einer lateralen Einbeziehung auch bei großen Exemplaren von *Neomegalodon triqueter triqueter* ist gegeben (TICHY, in Druck). Der Hinterrand ist markant, aber nicht so scharf ausgeprägt wie bei *C. infraliasicus infraliasicus*. Die relativ breite ebenflächige Area ist tief eingeschnitten. Im Vergleich mit gleich großen Individuen der Typusart schließen die beiden Areaflächen miteinander einen stumpfen Winkel ein. Im Laufe der Ontogenese wird der Winkel erfahrungsgemäß spitzer. Das bedeutet, daß die Area tiefer eingeschnitten ist.

Eines der drei Exemplare zeigt eine geringere Dicke und infolgedessen eine schmalere und steiler zur Kommissurebene abfallende Area. Eine Zuordnung zu einer neuen Unterart oder gar einer neuen Art wäre in Anbetracht der großen Variationsbreite der Megalodontiden (vgl. auch ZAPFE: 1964, 274, T. 7) nicht angebracht. Die Präsenz mehrerer Unterarten in ein und derselben Schicht - bei gleichem Milieu - ist sehr unwahrscheinlich. Die Megalodontiden sind in den Ophiten allochthon eingelagert; sie entstammen vermutlich ein und derselben Megalodontenbank. Die Wirbel sind im Vergleich mit Vertretern der Gattung *Rhaetomegalodon* niedrig entwickelt. Auch die Breite ist größer, als dies bei den breitesten Vertretern (*Rh. incisus incisus*) der Fall ist. Bei zwei der vorliegenden Exemplare sind die Wirbelspitzen abgebrochen, lassen aber dennoch eine prosogyre, nach innen gerichtete Einrollung erkennen. Die Lunula ist tief und deutlich konkav ausgeprägt. Der helmartig erhöhte Vorderteil, auf dem auch der vordere Muskeleindruck ansetzt, ist bei sämtlichen Exemplaren, wie so oft, abgebrochen.

Vergleich: Das besterhaltene Exemplar (Taf. 1, Abb. 1) zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit den gleich großen Exemplaren aus Adnet (Taf. 1, Fig. 2), wo sie östlich des Kirchenbruches häufig vorkommen. Die posteriore Partie der Adneter Vergleichsexemplare ist leider nicht erhalten.

Auch die von GAZDZICKI (1974, T. 35/5) abgebildeten kleinen Exemplare (H = 8,5 cm) von *Conchodon infraliasicus* zeigen eine relativ schmale Area. Über die Areatiefe kann man den Abbildungen nach nichts entnehmen. Die dem Altersstadium entsprechende Breite ist im Vergleich mit typischen Vertretern dieser Art äußerst gering.

Um die nahe Verwandtschaft auszudrücken, die die spanischen Conchodonten mit den alpinen verbindet, wird von einer artlichen Abtrennung abgesehen und nur eine unterartliche Trennung vorgenommen.

Maße: (in mm)

Expl.-Nr.	D	B	H	h	Lb	Lh	A	k
1	134	ca. 140	?175	90	78	-	70	24
2	122	ca. 134	-	99	57	-	40	20

3	127	-	-	-	80	63	-	-
4	147	ca. 153	-	97	82	-	-	27
5	145	ca. 150	-	-	-	ca.65	90	-

Nr. 1-3 *Conchodon infraliasicus pyrenaicus* aus der Tuffbreccie von Tost

Nr. 4-5 *Conchodon infraliasicus* STOPPANI vom Kirchenbruch bei Adnet/Salzburg

- D = größte Dicke am doppelklappigen Steinkern
- B = größte Breite in Richtung der Kommissurebene gemessen
- H = größte Höhe des Steinkerns senkrecht zur Breite gemessen
- h = Maß vom ventralen Muschelrand bis zur Lunula in der Kommissurebene gemessen
- Lb = größte Breite der Lunula am Steinkern
- Lh = größte Breite der Lunula in der Kommissurebene gemessen
- A = größte Breite der Area am Steinkern
- k = größter Abstand von der die Area begrenzenden Kante zur lateral gelegenen Einschnürung

b) Alter

Die Gattung *Conchodon* ist nach dem bisherigen Kenntnisstand nur aus dem oberen Norium (Sevat) und Rhätium (s.str.) bekannt.

Die oben beschriebenen Conchodonten entstammen als Bomben der jüngsten Ophittuffe des aufgenommenen Profils einer allochthonen Lagerstätte. Das primäre Lager der Conchodonten kann nicht mit Sicherheit angegeben werden. Aber ca. 170 m unter dem allochthonen Lager stammen aus einer 80 cm dicken Dolomitbank Reste großer, schlecht zu bestimmender Megalodontiden. Die Steinkerne sind der Gesteinsfazies nach nicht unmittelbar identisch mit den Steinkernen der allochthonen Exemplare. Der Größe (Maß: min. 175 mm) nach gehören sie aber unzweifelhaft der höheren Obertrias an. Die Einstufung der Schichten als oberer Muschelkalk mit einer Parallelisierung mit dem Ladinium oder auch Karnium ist völlig ausgeschlossen (vgl. dazu Abb. 3).

Das Alter des älteren Megalodontenhorizontes und der allochthonen Conchodonten, die einer älteren Schichtfolge als ihrem jetzigen Lager entstammen, ist Obornorium (Sevat), Rhätium im bisherigen Sinne.

Selbst wenn aufgrund von umfangreicherem und besser erhaltenem Material *Conchodon infraliasicus pyrenaicus* zu einer neuen Art gestellt würde, so würde sich die Alterseinstufung nicht ändern. Die unternorischen sowie liassischen Megalodontiden sind morphologisch deutlich verschieden, letztere (z.B. *Protodicerias*) sind wesentlich kleiner.

c) Paläogeographie

Die paläontologische Literatur gibt bezüglich der Verbreitung der Conchodonten nur spärliche Hinweise. Die regional-geologischen Arbeiten liefern meist nur allgemeine Anhaltspunkte oder Angaben wie "*Megalodus triqueter*" und "*Conchodon infraliasicus*", die mit Vorsicht zu behandeln sind: oft beruhen die Fossilnamen

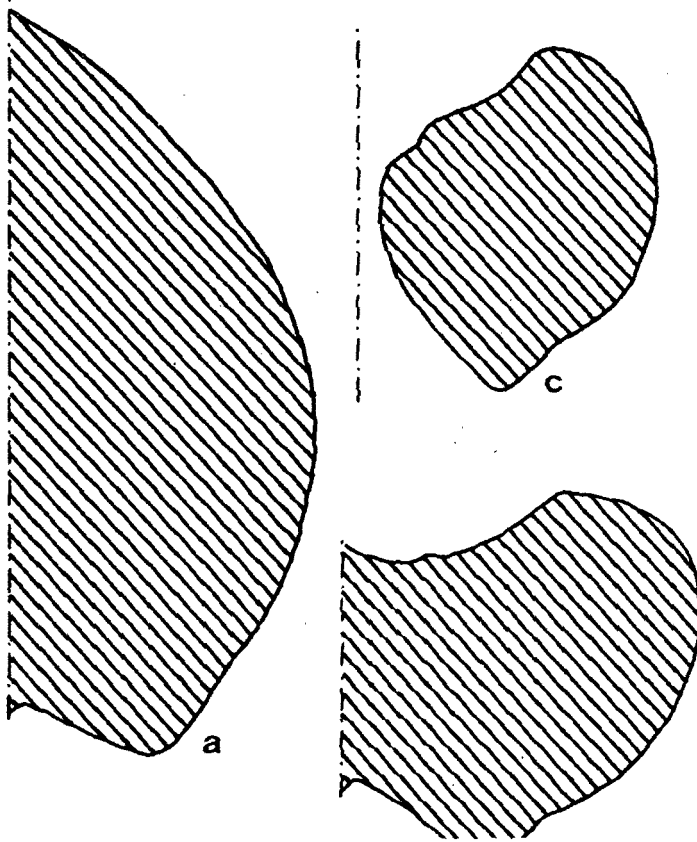
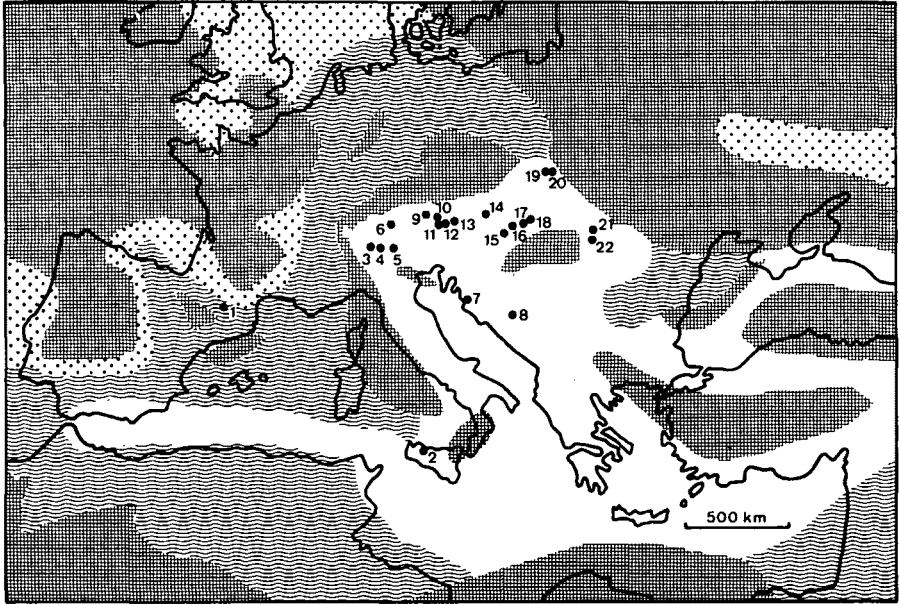


Abb. 4: Schnittbilder von *Conchodon infraliasicus pyrenaicus* nov. sp.
 Die Lage der Schnittflächen ist auf taf. 1, Fig. 1 eingetragen

nicht auf exakten Bestimmungen.

Die Gattung *Conchodon* ist bisher nur aus der Karbonatfazies des oberen Noriums und Rhätiums (s. str.) der pelagischen Trias bekannt (TICHY 1974; u.a.). Die Vertreter der Gattung *Conchodon*, meist *Conchodon infraliasicus*, kommen nicht nur in den Nord- und Südalpen häufig vor, sondern sind auch in Ungarn, in den Karpa-

ten (Tschechoslowakei, Polen, Rumänien) und Dinariden verbreitet. Ihr Vorkommen im Apennin, in Griechenland und in der Türkei ist noch nicht sicher bestätigt. Auch aus dem obersten Norium bei Palermo in Sizilien konnten Conchodonten geborgen werden, die nahe mit *C. infraliasicus* verwandt sind (Abb. 5).



- Festland
- festländische Entwicklung
- festländische Entwicklung mit marinen Ingression
- Marin-orthogeosynklinale Entwicklung

Abb. 5: Verbreitung der Gattung *Conchodon*
 Paläogeographie nach BRINKMANN (1960, 1960) und KULKE (1976)

Fundorte

1. Tost S Seo de Urgel, 2. Mte. Gibilforme bei Palermo, 3. Campo dei Fiori (Tremezzo), 4. Endine (Bergamasker Alpen), 5. Riva (Gardasee) u. Val di Brenta, 6. Gaißköpfe, Rüfikopf, Spuller Schafberg, 7. Zrmanja (Kroatien), 8. Bjelasnica (Hercegovina), 9. Weißloferschlucht bei Kössen, 10. Watzmann, 11. Paß-Lueg-Gebiet, 12. Adnet, 13. Echerntal, 14. Mitterndorf, 15. Padpodhegy bei Vesprém, 16. Dudar-Esztergár, 17. Tata im Vertès, 18. Nyergesujfalu, 19. Maly Kopieniec (Tatra), 20. Mt. Woloszyn, Lejowa Tal (Tatra), 21. Fericeer Magura zwischen Gelbina und Vale Mare bei Bondoraszo (Bihar-Gebirge), 22. Japa Bach (Kodru-Gebirge).

Die Funde aus dem Profil Tost in den Südpirenäen sind angesichts dieser Verbreitung in zweifacher Beziehung einzigartig: Sie sind die Erstfunde aus den Pyrenäen und auch die ersten sicheren Funde aus der epikontinentalen Obertrias. Die kleinen aus Spanien beschriebenen Megalodonten, *?Neomegalodon hispanicus* (WURM 1913) und *?Neomegalodon malladae* (WURM 1913) aus dem Ladinium von Mora (E Tarragona) sind in ihrer systematischen Zugehörigkeit nicht sicher. *Megalodon thuringicus* TEGETMAYER 1876 aus der Lettenkohle und *Megalodon (?) securiformis* SANDBERGER 1868 aus dem oberen Muschelkalk von Deutschland (vgl. SCHMIDT 1928, S. 197) gehören der Gattung *Trigonodus* an.

Die Conchodonten von Tost stellen also alpin-mediterrane Elemente in der mehr epikontinental ausgebildeten Trias der Pyrenäen dar. Zu jener Zeit bestand wahrscheinlich von Osten oder Südosten her eine Verbindung mit der Tethys, die schon im Ladinium einsetzte: Im Muschelkalk der Balearen und den Katalanischen Ketten sind Faunenelemente der Tethys enthalten (HINKELBEIN 1965; M. SCHMIDT 1935 u. 1937; VIRGILI 1958 u. 1963). Nach VIRGILI (1963, S. 473) besteht sogar eine größere Affinität der Fauna zur alpinen als zur germanischen Trias. BARROIS & OFFRET (in FOUQUÉ 1889) berichten von Megalodonten aus der Betischen Kordillere, die sie mit den "Kuhtritten" aus der oberen Trias der Nördlichen Kalkalpen vergleichen (vgl. WURM 1912, S. 91).

d) Ökologie

ZAPFE (1957) und TICHY (1974) diskutieren ausführlich die Ökologie der Megalodontiden und beschreiben sie als Faziesfossilien, die vorwiegend die Kalkschlammgründe ausgedehnter, flacher, oft hypersalinärer Lagunen bewohnten. Artenarmut und Massenvorkommen sind typisch.

Die Gesteinsfolge des Profiles Tost ist sedimentologisch noch nicht ausgewertet worden. Die wenigen Dünnschliffdaten sowie die Abfolge von Dolomit mit Megalodontiden, Gipsmergel, Horizonten mit Trockenmarken sprechen für ein Milieu extremer Salinität.

Ausblick für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias in Nordspanien

Der Muschelkalk und Keuper der Südpirenäen gelten als fossilarm. Makrofossilfunde sind bis heute selten. Die Schichtfolgen sind infolgedessen nur lithostratigraphisch gegliedert. Als Vergleichsprofile dienen in erster Linie die faunenreicheren südostkatalonischen Triasvorkommen und die Gliederungen der epikontinentalen Faziesbereiche (Abb. 3).

Das ältere Megalodontenlager im Triasprofil von Tost befindet sich in Schichten, die aufgrund ihrer lithofaziellen Ausbildung bisher ohne jeden Zweifel als Oberer Muschelkalk-Ladinium gelten. In der Arbeit GUERIN-DESJARDINS, B. & LATREILLE (1961) sind sie so noch datiert worden. Die Megalodontengröße (s.o.) allein

spricht gegen diese Einstufung. Ladinische sowie karnische Megalodonten besitzen kleinere Schalen. Der zweite Megalodontenhorizont ist wahrscheinlich eine allochthone Fossilagerstätte. Die gefritteten Dolomitsteinkerne sind Bomben eines Ophittuffes und somit einer älteren Schichtfolge als ihrem jetzigen Lager zuzuordnen. Fünf Steinkerne gehören zur obernorischen ("rhätischen") Art *Conchodon infraliasicus*. Sie sind eine neue Unterart. Die Schichtfolge mit den Megalodontenhorizonten ist demnach Obornor oder noch jünger (2. Lager).

Die sog. Protrachycerasschichten in Südostkatalonien (VIRGILI 1958, 1962, 1963) und in den Hesperischen Ketten (HINKELBEIN 1965) befinden sich im unteren Schichtabschnitt der als Ladinium ausgeschiedenen Schichtabfolge (Abb. 3). Unseres Erachtens können Teile des mächtigeren oberen Abschnittes jener Profile jünger als Ladin sein. Im Tostprofil befindet sich nämlich das ältere obernorische Megalodontenlager 30 m über einem bunten Gipsmergel. Dieser kann allerdings nicht mit dem mittleren gipsführenden Muschelkalk Südostkataloniens und der Hesperischen Ketten parallelisiert werden, da im unteren Teil des aufgenommenen Profils noch drei ältere Gipslager erschlossen sind. Dem mittleren Muschelkalk entspricht eher das dritte Gipslager. Einen Faunenbeleg haben wir für diese Aussage nicht.

Ophite und Ophittuffe sind in den Triasgebieten Spaniens weit verbreitet. Offenbar treten sie stratigraphisch nicht konstant auf. Selten wird für sie Muschelkalkalter angegeben. Meistens stecken sie in den bunten Keuperschichten. Im Profil von Tost sind drei Ophitlager enthalten. Der älteste Ophit befindet sich 8,50 m unterhalb des älteren Megalodontenhorizontes. Zwei Ophittuffe sind jünger als dieser, also aufgrund der Megalodonten nicht älter als Obornor. Im Diapir von Poza de la Sal (Provinz Burgos) verzahnen sich Ophittuffe mit den dolomitisch-kalkigen Schichtfolgen der Carniolas (HEMPEL 1967). Die Carniolas sind generell als Rhät-Hettangium eingestuft.

Durch die Megalodontenfunde bestätigt sich, daß zwischen dem epikontinentalen Triasmeer in Spanien und der Tethys ein sehr enger Faunenaustausch stattfand.

Literatur

- ASHAUER, H. (1934): Die östliche Endigung der Pyrenäen. - Abh. Ges. Wis. Göttingen, Math.-phys. Kl., 3, 10, 1-115, 23 Abb., 4 Taf., Berlin.
- BARROIS, C & OFFRET, A. (in FOUQUÉ, 1889): Mission d'Andalousie. - Mém. prés. à l'Acad. Sc. de l'Institut de France, 30, Paris.
- DUBAR, G.; MOUTERDE, R. & N. LLOPIS LLADO (1963): Première récolte d'une Ammonite de l'Hettangien inférieur dans les calcaires dolomitiques de la région d'Aviles (Asturies, Espagne du Nord). - C.R. Acad. Sc. Paris, 257, 16, 2306-2308, Paris.
- FABRICIUS, F. (1974): Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies. - Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 87-92, Wien.
- FUCHS, W. (1975): Zur Stammesgeschichte der Planktonforaminiferen und verwandter Formen im Mesozoikum. - Jb. Geol. B.A., 118, 193-246, 4 Abb., 1 Taf. (Das "Rät-Problem", p. 208-210), Wien.
- GAZDZICKI, A. (1974): Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. - Acta Geol. Polonica, 24 (1), 17-96, 52 Taf., 13 Abb., Warszawa.
- GUÉRIN-DESJARDINS, B. & M. LATREILLE (1961): Étude géologique dans les Pyrénées Espagnoles entre les Rios Segre et Llobregat (Provinces de Lerida et Barcelone). - Rev. Inst. Franc. du Pétrole, 16, 9, 922-940, Paris.
- HEMPEL, P. (1967): Der Diapir von Poza de la Sal (Nordspanien). - Beih. Geol. Jb. 66, 95-126, 13 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Hannover.
- HINKELBEIN, K. (1965): Der Muschelkalk der zentralen Hesperischen Ketten (Provinz Teruel, Spanien). - Oberrhein. geol. Abh., 14, 55-95, 2 Taf., Karlsruhe.
- HIRSCH, F. (1966): Sobre la presencia de conodontes en el Muschelkalk superior de los Catalanides. - Notas y Comms. Inst. Geol. y Minero de Espana, 90, 85-92, Madrid.
- HIRSCH, F. (1972): Middle Triassic Conodonts from Israel, Southern France and Spain. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 811-828, 2 Taf., Innsbruck.
- KULKE, H. (1976): Die salinare Trias des Atlas-Systems (Nordwestafrika). - Faziesverteilung, Tektonik, Morphologie, Petrographie, Mineralogie und Geochemie. - Habilitationsschrift, Bochum.
- MISCH, P. (1934): Der Bau der mittleren Südpynäen. - Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete. - Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 3, 12, 1-168, 56 Abb., 6 Taf., Berlin.
- PEARSON, D.A. (1970): Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage. - Quart. J. Geol., 126, 125-150, 3 Abb., London.
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. - 461 S., 1220 Abb., Hohenlohesche Buchhandlung, Fer. Rau, Öhningen.
- SCHMIDT, M. (1930): Weitere Studien in der iberisch-balearenischen Trias. - Sitz. Ber. preuß. Akad. Wiss., Phys.-math. Kl. 26, 474-488, Berlin.

- SCHMIDT, M. (1931): Weitere Studien in der iberisch-balearenischen Trias, II. Sitz.Ber.preuß.Akad.Wiss., Phys.-math.Kl. 32, 716-734, Berlin.
- SCHMIDT, M. (1936): Fossilien in der spanischen Trias. - Abh. Heidelberg.Akad.Wiss., Math.-naturwiss.Kl. 22; 1-140, 66 Abb., 6 Taf., Heidelberg.
- SLAVIN, V.I. (1961): Problèmes généraux de la subdivision du Trias supérieur et inférieur dans la région du géosynclinal alpin. - Ann.Inst.Geol.publ.Hungarici, 49 (2), 417-424, Budapest.
- SOUQUET, P. (1967): Le Crétacé supérieur Sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Naverre. - 529 S., 68 Abb., 6 Tab., 24 Taf., 1 Karte, Toulouse.
- TSCHUKOW, I.I. (1962): Rhaetic Stage Problem and the Lower Boundary of the Jurassic System. - Coll. Jurassique Luxembourg. 1962, Compt. Rendue et Mèm., 101-112, 1 Tab., Luxembourg.
- TICHY, G. (1974): Beiträge zur Palökologie und Stratigraphie der triassischen Megalodonten (Bivalven). - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Symposium Wien. - Schriftenreihe Erdwiss.Komm.Österr.Akad.Wiss. 2, 177-182, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- TICHY, G. (in Druck): Zur Stratigraphie und Ontogenese von *Neomegalodon (N.) triqueter triqueter* (WULFEN 1793) (Bivalvia) aus der Trias der Gailtaler Alpen (Österreich). - Ann.Naturhist. mus. Wien.
- VIRGILI, C. (1955): El trampo rojo intermedio del Muschelkalk de los Catalánides. - Mem. Comun., 13, 37-77, 3 Abb., Barcelona.
- VIRGILI, C. (1958): El triásico de los Catalánides. - Boll. Inst. Geol.Miner.Espana, 69, 1-856, 94 Abb., 17 Taf., Madrid.
- VIRGILI, C. (1962): Le Trias du Nord-Est de l'Espagne. - Livre Paul Fallot, 1, 301-311, 3 Abb., Soc.geol.France, Paris.
- VIRGILI, C. (1963): Trias du Nord-Est de l'Espagne. - Coll. Trias France et rég. lim., Mèm. Bur.Rech.Géol.Min., 15, 469-481, 5 Abb., Paris.
- WIEDMANN, J. (1974): Zum Problem der Definition und Abgrenzung von Oberrhin (Sevat) und Rhät. - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. - Schriftenreihe Erdwiss.Komm.Österr. Akad.Wiss. 2, 229-235, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- WURM, A. (1912): Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. - Z.deutsch.geol.Ges., 63, 1911, 38-174, 3 Taf., 17 Profile, Berlin.
- WURM, A. (1913): Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearenischen Triasprovinz. - Verh.Naturhist.-med.Ver. Heidelberg, N.F. 12, 477-594, 16 Abb., 2 Taf., Heidelberg.
- ZAPFE, H. (1964): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Zur Kenntnis der Megalodontiden des Dachsteinkalkes im Dachsteingebiet und Tennengebirge. - Ann.Naturhist.Mus. Wien, 76, 587-604, 2 Abb., 1 Taf., Wien.
- ZAPFE, H. (1969): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Rhaetomegalodonten aus dem Dachsteinkalk der nieder-österreichischen Voralpen. - Ann.Naturhist.Mus.Wien, 73, 141-159, 4 Abb., 1 Taf., Wien.
- ZAPFE, H. (1957): Dachsteinkalk und "Dachsteinmuscheln". - Natur und Volk, 3, 87-94, 8 Abb., Frankfurt/Main.

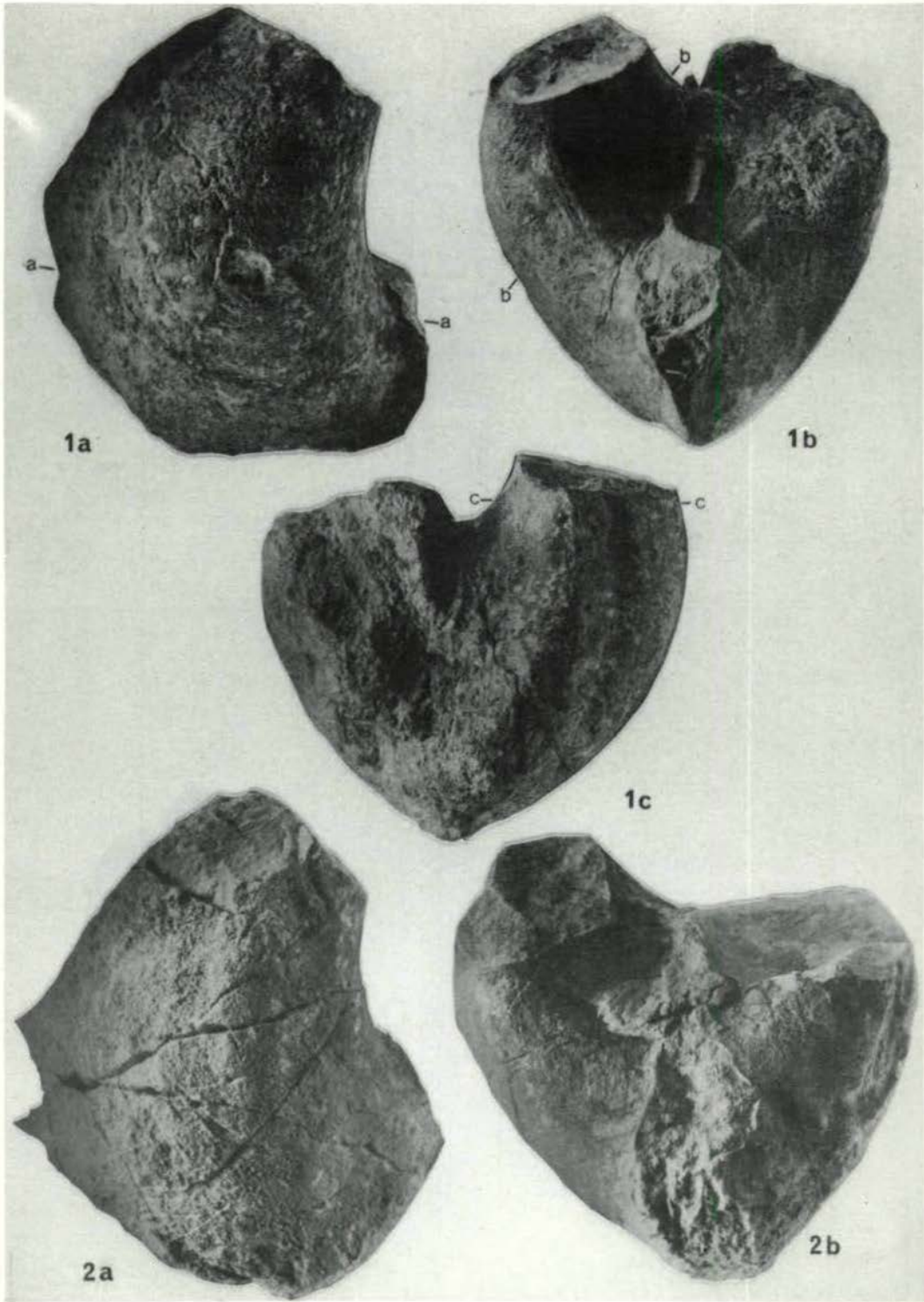
Tafelerläuterungen

TAFEL 1

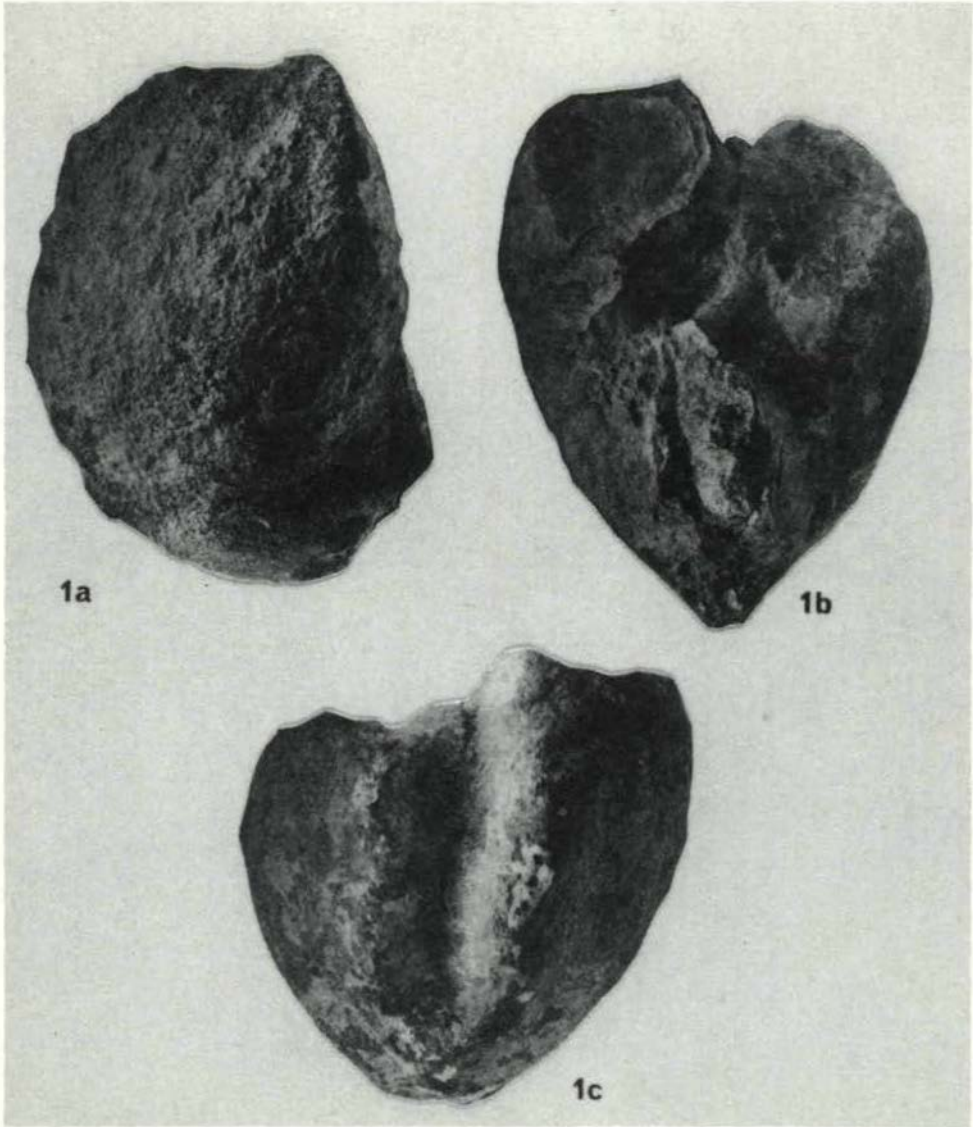
- Fig. 1 *Conchodon infraliasicus pyrenaeus* n. ssp. (Holotypus), Exemplar 1, Tuffbreccie von Tost (0,5 x).
a) lateral, b) anterior, c) posterior.
Schnittbilder: siehe Abb. 4
Aufbewahrung: Sammlung des Geologischen Institutes in Bochum.
- Fig. 2 *Conchodon infraliasicus infraliasicus* (STOPPANI 1865), Obernor ("Rhät"), oberhalb, östlich des Kirchenbruches bei Adnet/Salzburg.
Aufbewahrung: Sammlung des Institutes für Geologie und Paläontologie in Salzburg.

TAFEL 2

- Fig. 1 *Conchodon infraliasicus pyrenaeus* n. ssp., Exemplar 2, Tuffbreccie von Tost (0,5 x).
a) lateral, b) anterior, c) posterior.
Aufbewahrung: Sammlung des Geologischen Institutes in Bochum.



Tafel II



Vorläufige Mitteilung über eine Pumpellyit- führende Kissenlava von Wienern am Grundlsee, Stmk.

von E.Ch. Kirchner⁺)

Schon vor einigen Jahren konnte ich in den bis dahin als Ton-
schiefer deklarierten grünen Lagen der Gips-Anhydridlagerstätte
Wienern am Grundlsee Hinweise auf deren vulkanischen Ursprung
finden.

Die Gesteine im Liegenden der im Tagbau angefahrenen grünen
Schichten zeigen ein ähnliches Erscheinungsbild wie Kissenlava-
breccien (CARLISLE 1963), rundliche, Zentimeter bis Dezimeter
große Knollen mit Glassäumen; das "Glas" ist allerdings leicht
verändert und teilweise rekristallisiert.

Diese Knollen sind offensichtlich Pillows und Pillowbreccien,
die in einer feinkörnigen Matrix, einem Gemenge von Tuff und
Anhydrit-Gips, eingebettet sind. Die submarine Extrusion dieser
Vulkanite dürfte für diesen Bereich gesichert sein und wahr-
scheinlich im Perm, zur Zeit der beginnenden Salinarbildung
erfolgt sein.

Gebunden an den äußersten Glasrand der Pillows, unmittelbar an-
grenzend an den Anhydrit, ist nun interessanterweise als spätere
Bildung büscheliger Pumpellyit $\text{Ca}_4(\text{Mg, Fe, Mn})(\text{Al, Fe, Ti})_5\text{O}(\text{OH})_3$
(SiO_4)₂.2H₂O gewachsen. (Pumpellyit zeigt eine schwach anomale
Doppelbrechung, einen Pleochroismus von farblos zu blaßblau-
grün in Richtung der Längserstreckung der Büschel. Die Größen-
ordnung der beobachteten Pumpellyitkristalle liegt bei 0.5 bis
1 mm).

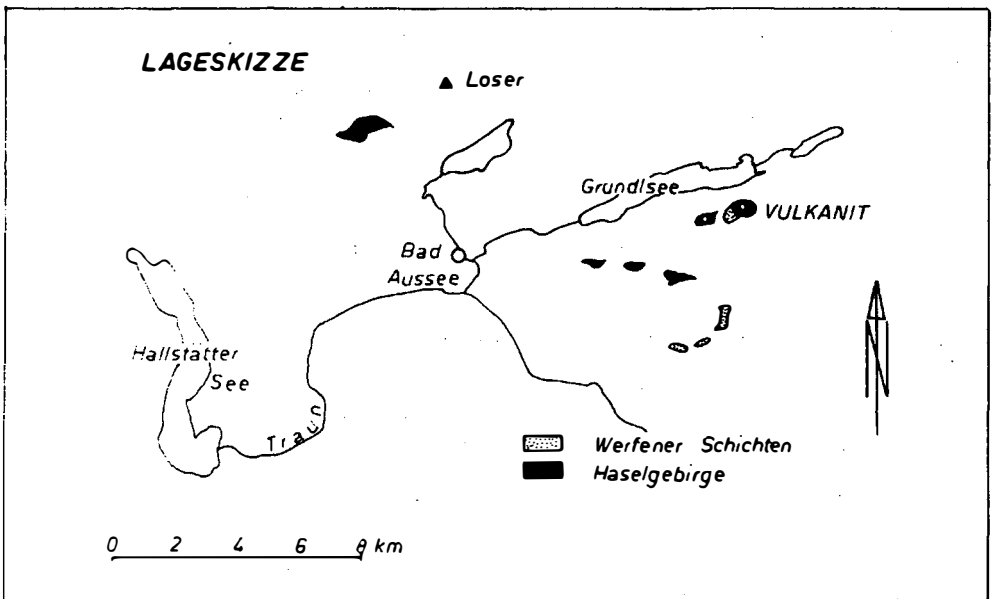
Die erwähnten Gesteine und Mineralneubildungen sind genetisch
von prinzipieller und regionaler Bedeutung, denn im Verband der
kalkalpinen permoskythischen Salinarbildungen ist sowohl die
Pillowbildung als auch der Pumpellyit nur im Raume Grundlsee
aufgefunden worden.

⁺) Anschrift der Verfasserin: Dr. Elisabeth Ch. Kirchner,
Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität
Salzburg, Akademiestraße 26, A-5020 Salzburg

Im Hangenden der Metavulkanite finden sich die stärker veränderten grünen Schichten, die als Einlagerungen immer wieder eindeutig vulkanisches Material führen (MEIXNER, 1974), z.T. Karbonatgesteine, deren Bildung noch nicht ganz geklärt ist. Das Auftreten von etwa 30 m mächtiger Lava (Spilit), aber auch Serpentin, wobei letzterer allerdings nur in max. 1 m³ großen Linsen gefunden werden konnte, weist auf die Existenz einer vielfältigeren Grüngesteinsserie hin.

Nicht nur Pumpellyit gibt Hinweise auf eine schwache Metamorphose in diesem Raum, sondern auch z.B. Pyrophyllit, der in tonigen Gesteinslagen nachgewiesen werden konnte. Das Vorkommen von Pyrophyllit stellt einen interessanten Unterschied zum Raum Golling dar, wo die Tongesteine im Salinar in der Nähe ähnlicher Metabasite nicht Pyrophyllit, sondern Kaolinit führen.

Es wird derzeit in einem größeren Umfang durch Untersuchung solcher signifikanter Minerale wie Pumpellyit, Na-Amphibole und Na-Pyroxene in basischen Gesteinen ähnlicher geologischer Position versucht, einen Maßstab für die Reichweite und Stärke der Metamorphose innerhalb der Nördlichen Kalkalpen zu liefern.



Literatur

- CARLISLE, D. (1963): Pillow Breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. - J.Geol. 71, 48-71.
- JOHN, C.v. (1899): Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. - Jb.Geol.Reichsanst. 49, 247-258.
- MEIXNER, H. (1974): Über ein Ägirinmineral und vulkanische Auswürflinge aus der Anhydrit/Gipslagerstätte von Wienern am Grundlsee, Stmk. - Karinthin 71, 27-32.

Über die Verbreitung epi- und anchimatamorpher
Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den
Nördlichen Kalkalpen (Österreich)
- ein Zwischenbericht

von J.-M. Schramm⁺⁾

Summary

In the following paper some mineralogical and petrological data and conclusions bearing the metamorphic events of the Eastern Alps (Middle and Lower Austroalpine Unit, Grauwackenzone, Northern Limestone Alps) are presented. Within the areas investigated (one North-South-section from Salzburg to Zell am See respectively Radstadt, another section along Rax and Semmering) red sandstones and quartzites and dark coloured shales, slates and phyllites - composed largely of phyllosilicates - are most qualified for determining mineralogical changes with increasing metamorphism. Therefore all rock samples were analysed by X-ray methods.

As well known the Grauwackenzone was affected by variscan and also alpine metamorphic events. Metamorphic minerals such as pyrophyllite, chloritoid (postkinematic), paragonite and mixed-layer paragonite/muscovite indicate greenschist facies. Illite crystallinity measurements (index after B. KUBLER, 1967) are corresponding with these results and lie within the "epi-zone".

Also do in the Northern Limestone Alps deeper stratigraphic levels show low grade metamorphic alterations. As shown in the figures 3 and 7 the alpine metamorphism decreases from the frontier region to the Grauwackenzone (greenschist facies) in

⁺⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. Josef-Michael Schramm,
Institut für Geologie und Paläontologie der Universität
Salzburg, Akademiestraße 26, A-5020 Salzburg

the Northern Limestone Alps about 15-20 km to the North (anchi-zone, "very low grade" after H.G.F. WINKLER, 1976) and is ending there.

The metamorphism studies are still continued by the author.

Zusammenfassung

Die vorliegende Studie versucht, mit mineralogischen und petrologischen Befunden an schiefrigen Gesteinen des Unter- und Mittelostalpins, der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen zur Kenntnis des Metamorphosegeschehens in den Ostalpen beizutragen. Entlang zweier Querschnitte (südlich von Salzburg und im Bereich Semmering-Rax) wurden hauptsächlich feinklastische Sedimentgesteine röntgenographisch auf ihre Phyllosilikanteile untersucht.

Neben den bereits bekannten postkinematischen Chloritoidspaltungen belegen nun Pyrophyllit, Paragonit und mixed-layer Paragonit/Muscovit in der - durch variscische und alpidische Metamorphoseereignisse - polymetamorphen Grauwackenzone eine niedrig temperierte Grünschieferfazies, worauf übrigens die Werte der Illitkristallinität (Index nach B. KUBLER, 1967) hinweisen ("Epizone").

Darüber hinaus hat eine alpidische Metamorphose stratigraphisch tiefere Anteile der Nördlichen Kalkalpen erfaßt (an deren Südrand wurden noch Minerale der niedrig temperierten Grünschieferfazies nachgewiesen). Das nach Norden anschließende Feld der Anchizone (nach Werten der Illitkristallinität zwischen 4.1. und 7.5.) erstreckt sich mit durchschnittlich 15 bis 20 km bis etwa in die Mitte der Breite der Nördlichen Kalkalpen, wo die Metamorphose schließlich ausklingt (siehe Abb. 3 und 7).

Die Untersuchungen werden vom Verfasser ausgedehnt und fortgesetzt.

Inhalt

1. Einleitung
2. Methodisches
3. Geologie und Petrologie
4. Bemerkungen zur Metamorphose
5. Abschließende Bemerkungen

1. Einleitung

Seit mehreren Jahren werden vom Verfasser im Rahmen des Hochschulschwerpunktes N 25 "Geologischer Tiefbau der Ostalpen" mineralogisch-petrologische Studien vorwiegend an feinklastischen Sedimentgesteinen der Grauwackenzone sowie der Nördlichen Kalkalpen durchgeführt. Es hat sich dabei hauptsächlich aufgrund der Untersuchungen der Glimmerkomponenten herausgestellt, daß der Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone generell bereits epizonal metamorph ist ("Grünschieferfazies"), und daß die Metamorphose mit anchizonalem Charakter in den älteren Sedimentgesteinen der Nördlichen Kalkalpen weiter bis etwa zur Mitte der Breite des Salzburger Kalkalpengebietes zu verfolgen ist, wo sie dann ausklingt. Diese ersten Erkenntnisse aus dem Salzburger Arbeitsgebiet (G. FRASL et al., 1975; J.-M. SCHRAMM, 1974, 1976) ließen eine regionale und auch methodische Erweiterung der Untersuchungen im Hinblick auf eine später zu erstellende Metamorphosekarte der Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen, wie auch etwa auf genetische und Altersfragen bezüglich der Metamorphose - woran nun gearbeitet wird - sinnvoll erscheinen. Einige der Fortschritte in dieser Hinsicht - teils vom Alpenoststrand (Bereich Semmering-Rax), teils vom bereits bekannten "Salzburger Querschnitt" (vgl. hierzu J.-M. SCHRAMM, 1977a) - werden im folgenden kurz vorgestellt.

2. Methodisches

Entsprechend der extremen Feinkörnigkeit eines Großteiles der untersuchten Sedimentgesteine beruhen die Daten im wesentlichen auf röntgenographischen Analysen, weshalb nicht in jedem Fall gewährleistet ist, daß tatsächlich Berührungsparagenesen vorliegen (vgl. mit Tabelle I). Der für sämtliche Proben vorgesehene spezielle Arbeitsgang findet sich in Abb. 1 schematisch dargestellt.

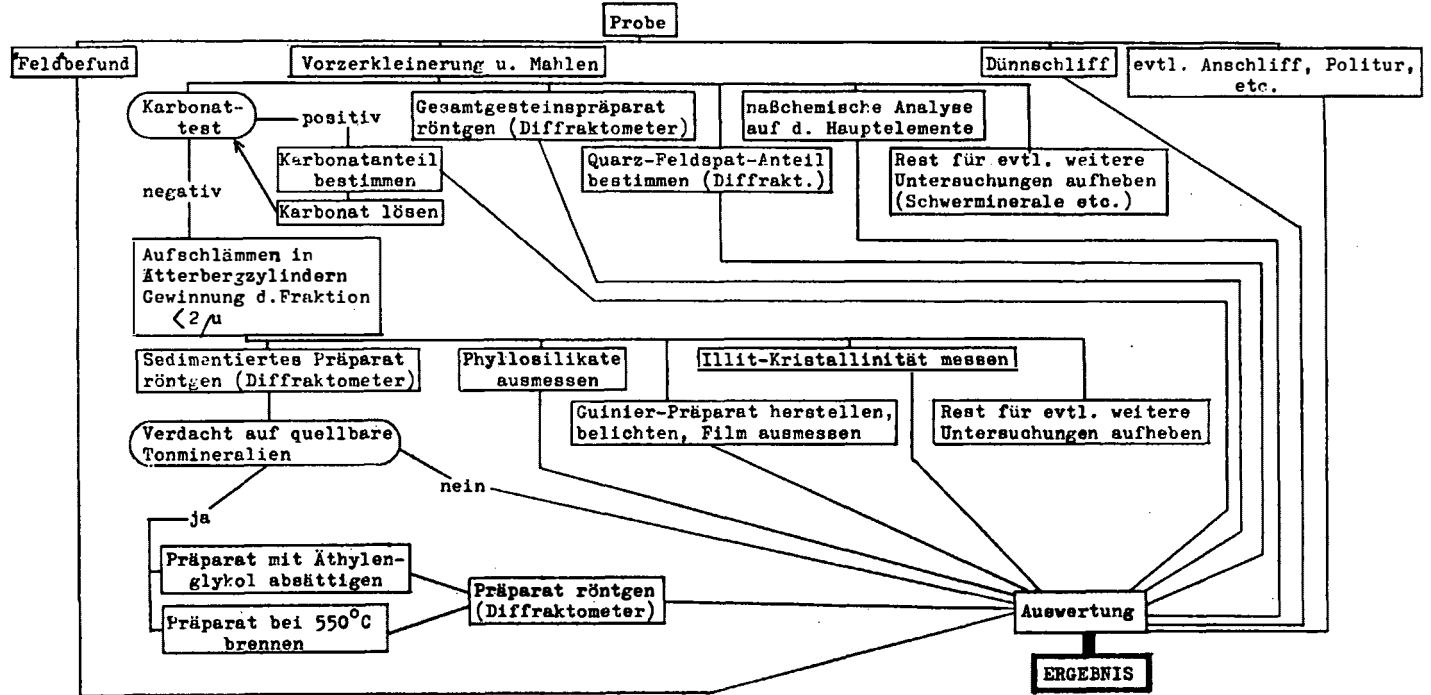
3. Geologie und Petrologie

Aus folgenden tektonischen und stratigraphischen Einheiten des Alpenostrandes und Salzburger Bereiches wurden Gesteinsproben untersucht.

Unterostalpin und Mittelostalpin (nur Ostabschnitt)

- Mittelgraue Serizitquarzite und -schiefer des Alpinen Verrucano (A. TOLLMANN, 1964, S. 281) bzw. Tattermannschiefer (sensu H.P. CORNELIUS, 1952b, S. 96) (= Höheres Perm).
- Dunkelgraue bis schwarze Serizitschiefer (Kapellener Schiefer) (= Tiefere Obertrias).
- Dunkelgraue, hellgraugrüne und blaßlila Tonschiefer des

Abb. 1: Mineralogischer Untersuchungsgang für (Meta)pelite (unter besonderer Berücksichtigung der Phyllosilikate)



Bunten Keupers (= Obertrias).

Oberostalpin

Grauwackenzone

- Dunkelgraugrüne bis graubraune Serizitphyllite und Quarzite der Silberbergserie (= Ordovizium).
- Graue, verschieden bunt getönte Serizitphyllite und -quarzite der Wildschönauer Schiefer-Serie (= Ordovizium/Untergotlandium).
- Dunkelgraue Feinkonglomerate und Sandsteine des Graphitkarbons (= Oberkarbon).

Nördliche Kalkalpen

- Weinrote Konglomerate, Brekzien und Sandsteine der Filzensattelschichten (= Unterperm) (vgl. hiezu J.-M. SCHRAMM, 1977b, S. 109).
- Violette Konglomerate und Brekzien der Prebichlschichten (= Oberperm).
- Blauviolette und rosa Sandsteine und Tonschiefer der Werfener Schichten (= Skyth).
- Dunkelgraue Ton- und Tonmergelschiefer der Reingrabener Schichten (= Karn).

Die in den erwähnten Gesteinen bisher am häufigsten festgestellten Mineralvergesellschaftungen (bei den gröberklastischen Gesteinen wurden nur die Bindemittel berücksichtigt) sind in Tabelle I angegeben.

Tabelle I. Zusammenstellung der häufigsten bisher nachgewiesenen Mineralvergesellschaftungen

Metapelite und -psammite des Unterostalpin (und Mittelostalpin)

Qz, Phe	Qz, Chl, Phe, Dol, Häm
Qz, Phe, Ab	Qz, Chl, Phe, Pa, Pa/Mu, Cc, Häm
Qz, Phe, Ab, Kf, +	

Metapelite und -psammite der Grauwackenzone

Qz, Mu, Ab	Qz, Chl, Mu, Phe, Cc, Dol
Qz, Mu, Kf, +	Qz, Chl, Mu, Phe, Kf, (+)
Qz, Mu, Ctd	Qz, Chl, Mu, Phe, Kf, Ab, (+)
Qz, Chl, Mu	Qz, Phe, Mu, Pa, Pa/Mu, Ctd, Dol, Häm
Qz, Chl, Ab	Qz, Phe, Ab, Häm
Qz, Chl, Pa	Qz, Phe, Pa
Qz, Chl, Mu, Kf, (+)	Qz, Chl, Phe, Ab
Qz, Chl, Mu, Ab, (+)	Qz, Chl, Phe, Ab, Kf, (+)
Qz, Chl, Mu, Cc, (+)	Qz, Chl, Phe, Pa, Kf
Qz, Chl, Mu, Ab, Kf	Qz, Chl, Phe, Pa/Mu, Ctd
Qz, Chl, Mu, Pa	Qz, Chl, Phe, Pa, Pa/Mu, Ctd
Qz, Chl, Mu, Pa, Pa/Mu, (+)	
Qz, Chl, Mu, Pa, Pa/Mu, Häm, (+)	
Qz, Chl, Mu, Pa, Pa/Mu, Ctd, (+)	
Qz, Mu, Pa, Pa/Mu, Pyp, Ctd	

(Fortsetzung Tabelle I)

Pelite und Psammite der Nördlichen Kalkalpen

Qz, Phe	Qz, Chl, Phe
Qz, Pyp	Qz, Chl, Phe, Ab
Qz, Mu, Kf	Qz, Chl, Phe, Kf, (Dol)
Qz, Mu, Ctd	Qz, Chl, Phe, Cc, Häm
Qz, Mu, Ctd, Dol	Qz, Chl, Phe, Dol, Häm
Qz, Chl, Mu	Qz, Chl, Phe, Ab, Kf, Cc, Häm
Qz, Chl, Mu, Kf, Häm	Qz, Chl, Phe, Pa, (Häm)
Qz, Chl, Mu, Pa, Häm	Qz, Chl, Phe, Pa, Pa/Mu, (Häm)
Qz, Chl, Mu, Pa, Pyp, (Mg, Häm)	
Qz, Phe, Ab	Qz, Chl, Phe, Mg, (Gy)
Qz, Phe, Kf, Häm	Qz, Phe, Ab, Kf, (Mg, Gy)
Qz, Phe, Cc, (Häm)	

Verwendete Abkürzungen

Qz = Quarz	Pa = Paragonit
Mu = Muscovit	Pa/Mu = mixed-layer Paragonit/Muscovit
Phe = Phengit	Pyp = Pyrophyllit
Chl = Chlorit	Ctd = Chloritoid
Kf = Kalifeldspat	Mg = Magnesit
Ab = Albit	Häm = Hämatit
Cc = Kalzit	Gy = Gips
Dol = Dolomit	+ = zusätzlich sehr unterschiedliche Gehalte an Graphit bzw. kohligere Substanz

Wie Tabelle I zeigt, stellen neben Quarz verschiedene Phyllosilikate die weitaus häufigsten Mineralphasen; allerdings treten so aussagekräftige Metamorphoseanzeiger wie beispielsweise Pyrophyllit, Chloritoid, Paragonit oder mixed-layer Paragonit/Muscovit eher selten auf, und zwar wegen der eng begrenzten Gesteinschemismen, welche derartige Neubildungen ermöglichen. Daher war es notwendig, die wenigen "Durchläufer"minerale, also im gegenständlichen Falle die Kaliumhellglimmer i.w.S., sowie die Chlorite, näher zu untersuchen.

K-Hellglimmer i.w.S. ("Illite", Muscovite, Phengite) treten in nahezu allen Proben auf. Die mineralogischen Daten (Tabelle II) ermöglichen Vergleiche zwischen den Gesteinen der verschiedenen tektonischen Einheiten.

Tabelle II.

K-Hellglimmer	Nördliche Kalkalpen 62 Proben	Grauwackenzone 61 Proben	Unterostalpin 7 Proben
Polytyp	2 M ₁	2 M ₁	2 M ₁
Strukturtyp	dioktaedrisch	dioktaedrisch	dioktaedrisch
Grad der Kristallinität ⁺ (B. KUBLER, 1967)	> 7.5 3.4-7.0	2.7-4.2	3.1-3.7
d (060)	1,49 ₇ -1,51 ₁ Å	1,48 ₁ -1,51 ₃ Å	1,50 ₀ -1,50 ₇ Å
b ₀	8,982-9,066Å	8,887-9,078Å	9,000-9,047Å

⁺) Keine Berücksichtigung findet in Tabelle II die an Proben mit hohem Na/K-Verhältnis (Paragonit/Muscovit, Paragonit) oder Al-reichen Proben (Pyrophyllit) gemessene Illitkristallinität. Die unmittelbare Nachbarschaft dieser Phyllosilikate (9.6, 9.16 Å) verfälscht nämlich die Halbwertsbreite des 10Å-Reflexes zu höheren Werten (= geringerer Metamorphosegrad!) hin.

Als weitere wichtige Phyllosilikate beteiligen sich die Minerale der Chlorit-Gruppe an der Zusammensetzung vieler Proben. Nach Vorliegen der röntgenographischen Parameter wurde die von R. WETZEL (1973) vorgeschlagene Berechnungsmethode angewandt, um die chemischen Zusammensetzungen zu ermitteln. Obgleich entsprechende Daten erst von 53 Proben vorliegen, deutet sich an, daß die Chlorite in den Gesteinen des Unterostalpins generell eisenreicher als diejenigen der Grauwackenzone oder der Nördlichen Kalkalpen sind. Weiters fallen beim Vergleich der beiden letztgenannten die höheren Al-Gehalte der Chlorite der Grauwackenzone auf. In Tabelle III sind die mineralogischen Daten von Chloriten aus den schiefrigen Gesteinen der drei tektonischen Einheiten zusammengestellt.

Tabelle III.

Chlorite	Nördliche Kalkalpen	Grauwackenzone	Unterostalpin
d (001)	14,14 ₃ -14,17 ₃ Å	14,11 ₃ -14,16 ₈ Å	14,13 ₅ -14,16 ₈ Å
b ₀	9,180-9,390 Å	9,186-9,342 Å	9,330-9,378 Å
Strukturtyp	trioktaedrisch ⁺	trioktaedrisch ⁺	trioktaedrisch ⁺

⁺) Die rechnerisch ermittelten Al^{VI}-Gehalte (um 2.2-2.7) lassen darauf schließen (W.F. BRADLEY, 1959).

Zur Stützung bzw. gar Interpretation dieser Befunde sind erst umfangreiche weitere, z.T. auch mit Hilfe der Elektronenmikroskopie durchzuführende Untersuchungen vonnöten.

4. Bemerkungen zur Metamorphose

4.1. Salzburger Bereich

Wie sich ja im Rahmen der laufenden Untersuchungen gezeigt hat, erreicht der Grad der Metamorphose - nach den typischen Mineralneubildungen sowie nach den Werten der Illitkristallinität (Index nach B. KUBLER, 1967) zu schließen - am Nordrand der Salzburger Grauwackenzone (Linie Saalfelden-Bischofshofen-Radstadt) die Obergrenze der Epizone ("low grade" nach H.G.F. WINKLER, 1976). Von der alpidischen Metamorphose gleichermaßen erfaßt wurden zudem kalkalpine Gesteine, welche am Südrand der Nördlichen Kalkalpen epizonal und noch etwa 15 bis 20 km weiter im Norden anchizonal metamorph ("very low grade" nach H.G.F. Winkler, 1976) vorliegen (Linie Golling-Abtenau) (vgl. hierzu E.Ch. KIRCHNER, 1977).

Abb. 2 zeigt deutlich, daß, wenn man die Schichtgitterminerale überblickt - "typische" Mineralneubildungen nicht zufällig, sondern regional geordnet, nämlich nach Regelmäßigkeiten, wie sie die wesentlichen Faktoren der Regionalmetamorphose erlauben, verbreitet sind. Als Ergänzung zur Abb. 2 bzw. als Grundlage für die folgenden Ausführungen, wird die bereits publizierte Karte der Illitkristallinität (J.-M. SCHRAMM, 1976, S. 24) hier - etwas verbessert - in Erinnerung gerufen (Abb. 3). Abgesehen von der deutlichen Zunahme der Illitkristallinität von Norden nach Süden fällt - besonders in den Profilen der Nördlichen Kalkalpen - eine relativ große Streuung auf (vgl. mit Abb. 4). Die Ursachen hierfür dürften nicht alleine auf die lithologische Variationsbreite, die unterschiedliche Verwitterung der untersuchten Gesteine und dgl. zurückzuführen sein, sondern zweifellos auch auf wechselnde Mächtigkeiten in der kalkalpinen Überdeckung während der Metamorphose.

Da die Quertäler (z.B. Salzach- und Lammertal) tektonisch und stratigraphisch tiefe Anteile der Nördlichen Kalkalpen erschließen, erklärt dies auch die im "Salzburger Querschnitt" relativ weit nach Norden vorspringenden niedrigen Werte der Illitkristallinität (unter bzw. um 4.0: also noch der Epizone entsprechend). Und daraus wiederum läßt sich ableiten, daß die Obergrenze des epizonal metamorphen Bereiches sehr flach nach Norden einfällt.

Wie ein Vergleich der b_0 -Werte von K-Hellglimmern ("Illiten") aus Gesteinen der rund 30 km voneinander entfernt liegenden Bereiche Saalfelden-Dienten-Mühlbach am Hochkönig bzw. Werfen-Hüttal/Fritztal-St. Martin zeigt, kann der gegenüber der geologischen Grenze Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen etwas schräge Verlauf der noch epizonalen Werte der Illitkristallinität kaum mineralchemisch bedingt sein. Die in den Abb. 5 und 6 dargestellten Punktwolken (b_0 gegen Illitkristallinität aufgetragen)

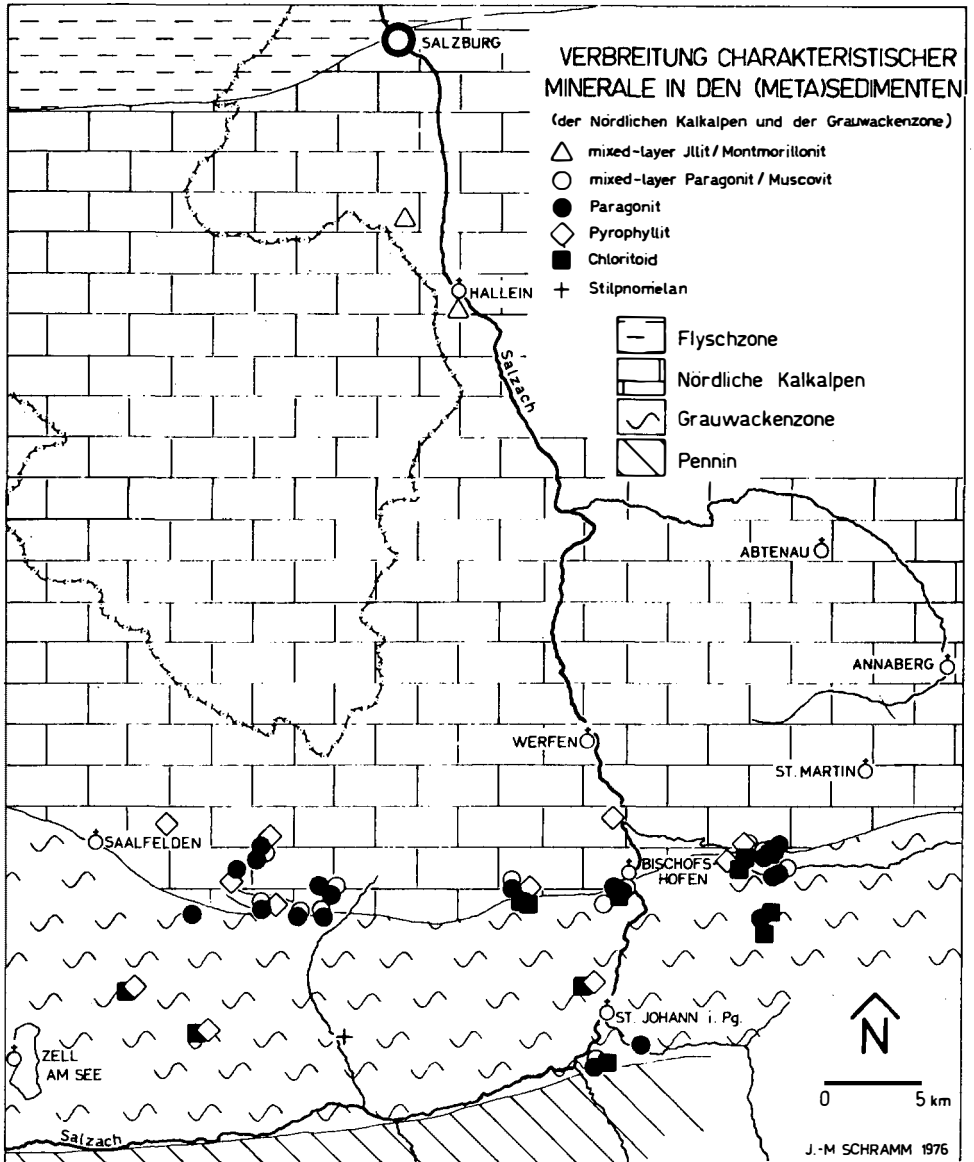


Abb. 2: Verbreitung charakteristischer Minerale in den Meta(se-dimenten) (der Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone)

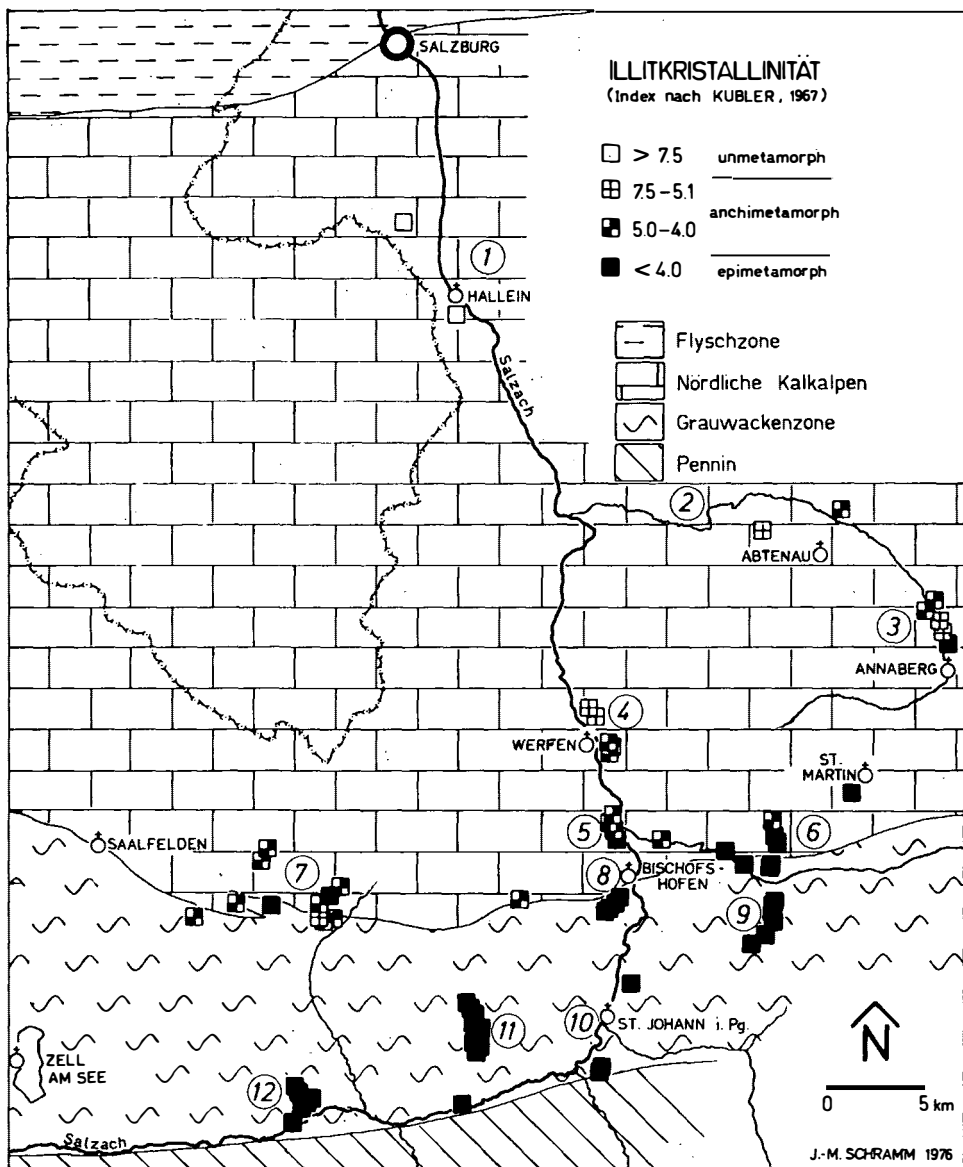
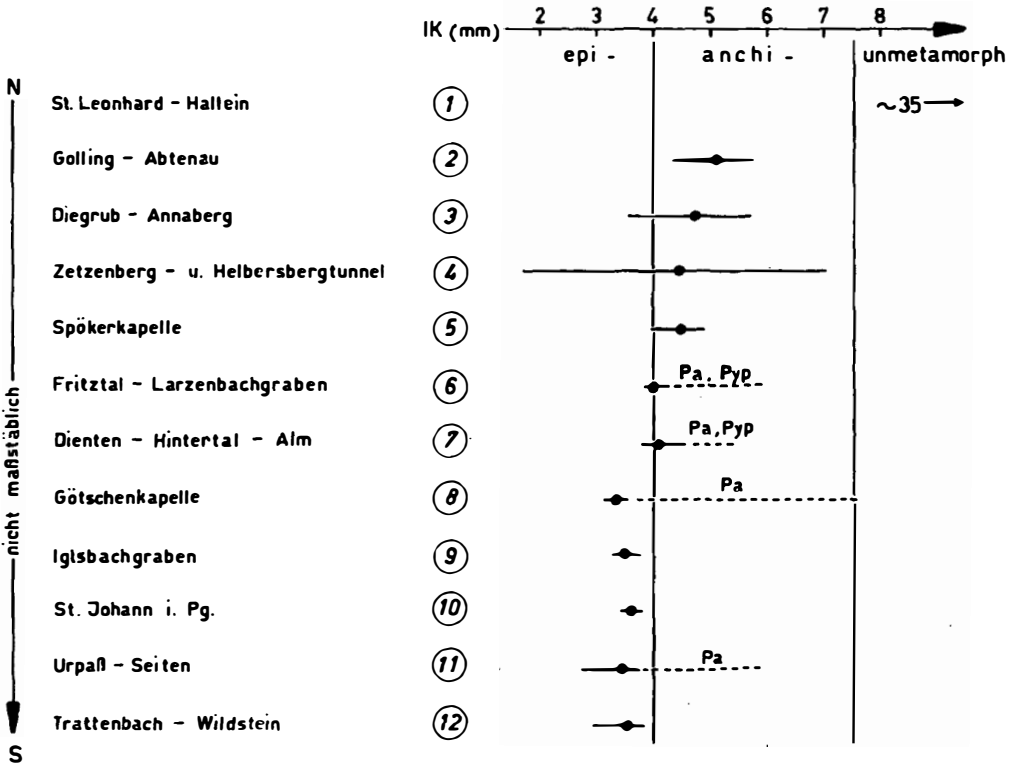


Abb. 3: Illitkristallinität (Index nach KUBLER, 1967) im Querschnitt südlich Salzburg

Zunahme der Illitkristallinität von N nach S (140 Gesteinsproben)



J.- M. SCHRAMM, 1976

Abb. 4: Zunahme der Illitkristallinität von Norden nach Süden (Salzburger Querschnitt).

Pa = Paragonit, mixed-layer Paragonit/Muscovit
Pyp = Pyrophyllit. Weitere Erläuterungen im Text.

belegen eindeutig, daß diese K-Hellglimmer chemisch annähernd gleich zusammengesetzt sind.

Im Falle relativ hoher b_0 -Werte (über $9,05 \text{ \AA}$) darf mit einer Phengitkomponente gerechnet werden (vgl. hierzu F.P. SASSI, 1972; F.P. SASSI & A. SCOLARI, 1974; C.V. GUIDOTTI & F.P. SASSI, 1976). Allerdings liegen bisher - bedingt durch die Feinkörnigkeit der Proben und die damit verbundenen Schwierigkeiten bei der Mineraltrennung - keine mineralchemischen Analysen vor, die mit den aus röntgenographischen Daten abgeleiteten chemischen Zusammensetzungen verglichen werden könnten.

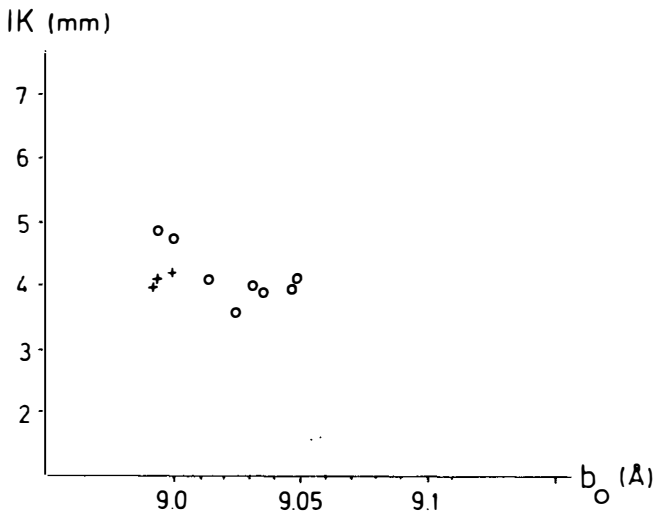


Abb. 5: b_0 -Werte (Auswahl) von K-Hellglimmern ("Illiten") aus Sedimenten der Grauwackenzone (= +) und der Nördlichen Kalkalpen (= o) im Bereich Saalfelden-Dienten-Mühlbach am Hochkönig. Die Illitkristallinität zeigt den erreichten Metamorphosegrad. Weitere Erläuterungen im Text

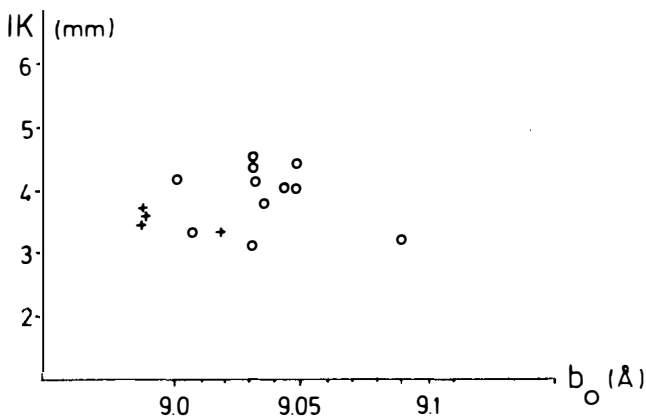


Abb. 6: Eine repräsentative Auswahl der b_0 -Werte von K-Hellglimmern aus dem Grenzbereich Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen um Werfen-Hütttau/Fritztal-St. Martin zeigt keine größeren Abweichungen von denen westlich des Salzachquertales (vgl. mit Abb. 5)

4.2. Alpenostrand (Bereich Semmering-Rax)

Die südlich von Salzburg in ihrem Ausmaß doch etwas überraschende Reichweite der schwachen Metamorphose gegen Norden hin ließ nun Vergleichsuntersuchungen weiterer Querschnitte durch die Ostalpen - unter Anwendung derselben Methoden und Metamorphosemaßstäbe - zweckmäßig erscheinen. Dabei empfahl sich als "klassisches" Arbeitsgebiet am Alpenostrand aufgrund der bunten lithologischen Verhältnisse auf kleinstem Raum bzw. der zahlreich vorhandenen Fachliteratur (und Karten) vor allem der Bereich Semmering-Rax. Die beprobten und untersuchten Einheiten und Gesteine sind im Kapitel 3 genannt.

Auch hier am Alpenostrand waren an nahezu allen Proben Messungen der Illitkristallinität möglich, da die K-Hellglimmer eine der Hauptkomponenten sämtlicher schiefriiger Gesteine des Arbeitsgebietes stellen (vgl. hierzu Tabelle I). Im unter- und mittelostalpinen Semmeringbereich erkannte bereits H.P. CORNELIUS (1952a, b), daß die Gesteine dieser Zonen von epizonaler Metamorphose erfaßt worden sind. Jüngere Ergebnisse von H. BARNICK (1967) und W. LINKE (1970) bestätigten dann auch die Grünschieferfazies. Die nun gemessenen Werte der Illitkristallinität zwischen 3.0 und 3.7 waren daher durchwegs zu erwarten.

Gegen Norden hin (also gegen die oberostalpine Grauwackenzone) nimmt - nach den höheren Werten der Illitkristallinität zu schließen - die Intensität der Metamorphose leicht ab, was sich übrigens auch durch die Mineralsprossungen andeutet. H. BARNICK (1967, S. 131) hat knapp WNW-lich von Kapellen, also rund 1,5 km südlich der Grauwackenzone, die nördlichsten Biotitsprossungen beschrieben. Weiter im Norden, an der Grenze zur Grauwackenzone, waren nun als charakteristische metamorphe Neubildungen mixed-layer Paragonit/Muscovit und Paragonit nachzuweisen. Obgleich dadurch die Illitkristallinität zu höheren Werten (gegen 4.0!) hin verfälscht wird, bleiben die unter- und mittelostalpine Zone im Bereich der Grünschieferfazies.

Die aus Gesteinen vom Südrand der Grauwackenzone gewonnenen Daten lassen (ähnlich wie im Salzburger Bereich) einen etwas höheren Metamorphosegrad als in den jeweils im Süden anschließenden Zonen erkennen. Ob die Ursachen dafür beispielsweise in unterschiedlichen Chemismen begründet sind, oder ob eine tatsächliche Rekurrenz der Mineralzonen vorliegt, werden erst weitere umfangreichere Studien klären können.

In der nördlich anschließenden Grauwackenzone wurden nun neben den bisher bekannten postkinematischen Chloritoidsprossungen (H.P. CORNELIUS, 1952b, S. 66) als gesteinsbildende Mineralphasen auch mixed-layer Paragonit/Muscovit und Paragonit nachgewiesen, und zwar durchgehend vom Süd- bis zum Nordrand. Diese beiden Na-Hellglimmer treten in den Serizitphylliten der Silbersbergserie u.a. auch in unmittelbarer Nachbarschaft zum bekannten Riebeckitgneis (westlich von Gloggnitz) auf. Die Genese dieses auffälligen Gesteines - oftmals untersucht - stellt heute wohl ein leichter lösbares Problem dar. Während bisher die zu hoch angenommenen PT-Bedingungen nicht in Beziehung zu den Bildungsbedingungen der umliegenden epizonal metamorphen Phyllite zu

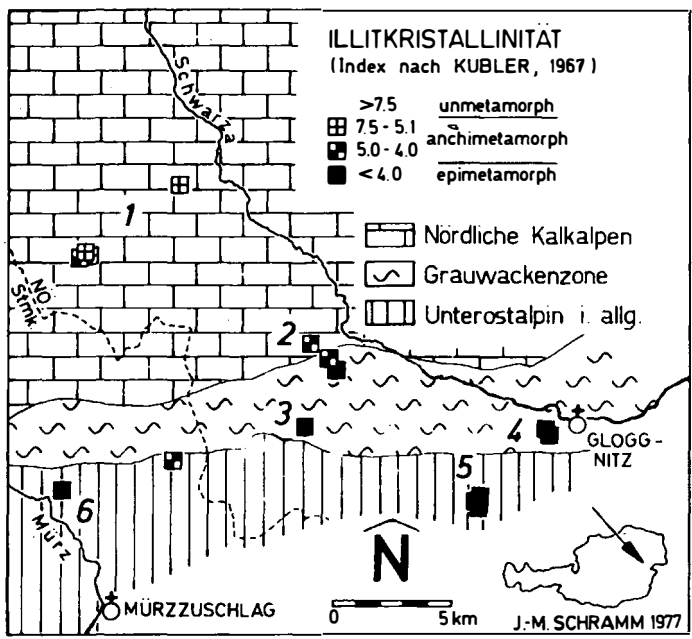


Abb. 7: Illitkristallinität (Index nach KUBLER, 1967) (Bereich Semmering-Rax)

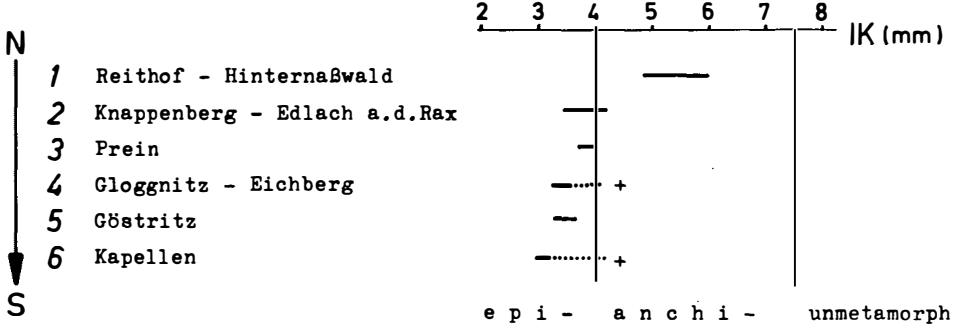


Abb. 8: Zunahme der Illitkristallinität von Norden nach Süden (30 Werte: Auswahl). Die topographische Situation ist nicht maßstabsgetreu dargestellt. + = zusätzlich Paragonit und/oder mixed-layer Paragonit/Muscovit vorhanden (Verfälschung der Werte). Weitere Erläuterungen im Text (vgl. mit Abb. 7)

bringen waren, beschrieben M. FREY et al. inzwischen (1973) aus ähnlich niedrigmetamorphen Sedimentgesteinen der Glarner Alpen (Ostschweiz) neben Chlorit und Stilpnomelan auch neugebildeten Riebeckit.

Wie die Abb. 7 und 8 zeigen, setzt die Illitkristallinität am Südrand der Grauwackenzone mit Werten um 3.3 (Gloggnitz) ein, und erreicht an deren Nordrand (Edlach-Prein) mit Werten zwischen 3.5 und 4.0 die Obergrenze der Epizone.

Die im Norden unmittelbar anschließenden permoskythischen Gesteine der Nördlichen Kalkalpen (Rax) zeigen durchwegs mit dem Nordrand der Grauwackenzone vergleichbare Werte (um 4.0), womit belegt wird, daß am Alpenostrand in ähnlicher Weise wie im Salzburger Bereich der Südrand der Nördlichen Kalkalpen von einer schwachen Metamorphose (Grünschieferfazies) erfaßt worden ist. Und auch rund 10 km weiter nördlich (Bereich Hinternaßwald nördlich der Rax) fallen die an Gesteinen der Werfener Schichten gemessenen Werte der Illitkristallinität zwischen 4.9 und 6.0 immerhin noch deutlich in das Feld der Anchizone.

5. Abschließende Bemerkungen

Im Unterschied zu den Westalpen, wo an stofflich und stratigraphisch äquivalenten Niveaus (z.B. Gesteine des Keupers) eine progressive Metamorphose vom un"metamorphen" Bereich bis zur Staurolithzone festzustellen ist (vgl. hierzu diverse Arbeiten von M. FREY), können entsprechende Studien in den Ostalpen zwar an chemisch miteinander verwandten, jedoch stratigraphisch verschiedenen Gesteinspartien durchgeführt werden. Dies liegt z.B. schon an der Tatsache, daß sich die paläozoischen Gesteine der Grauwackenzone als "lästiger" polymetamorpher Sporn zwischen die (faziell verschiedenen) mesozoischen Gesteine des Penninikums, Unter- und Mittelostalpins bzw. der Nördlichen Kalkalpen schiebt. Aber auch innerhalb der Nördlichen Kalkalpen müssen abwechselnd geeignete höhere oder auch tiefere Schichtglieder über mehrere Kilometer als "Ersatz" herangezogen werden, da kein einziges der klastischen Niveaus, wie z.B. Werfener Schichten, durchgehend vom Süd- bis zum Nordrand der Nördlichen Kalkalpen aufgeschlossen ist. Versucht man nun im Falle der altpaläozoischen Wildschönauer Schiefer-Serie auf deren Ausgangsmaterial zu schließen, dann dürften diesem - wenn man von den syngenetischen Vulkaniteinschaltungen absieht - in den Nördlichen Kalkalpen wohl am ehesten tonige (und sandige) Partien der Lunzer Schichten bzw. Reingrabener Schiefer (Karn) entsprechen. Als höher metamorph vorliegende Äquivalente dürften im Unter- und Mittelostalpin vorwiegend dunkle Phyllite (und Quarzite) des Alpenen Verrucano (bzw. Tattermannschiefer) sowie der Kapellener Schiefer für Metamorphosevergleiche herangezogen werden, und im Penninikum die altpaläozoischen Habachphyllite und schließlich Phyllite der jurassischen Bündnerschiefer Serie.

Um schließlich auch einen Beitrag zur relativen Altersfrage des alpinen Metamorphosegeschehens zu leisten, ist die entsprechende Erfassung stratigraphisch höherer Niveaus im Kalkalpenbau,

z.B. mergeliger Schrambachschichten; sandiger, mergeliger und toniger Roßfeldschichten (Unterkreide) sowie der Gosauablagerungen notwendig.

Die erforderlichen Beprobungen wurden z.T. bereits durchgeführt, die Untersuchungen werden vom Verfasser fortgesetzt.

Dank

Herr Prof. Dr. Günther FRASL hat nicht nur den Anstoß zu diesen Untersuchungen gegeben, sondern durch sein stetes Interesse und zahlreiche Anregungen die Arbeit auch wesentlich gefördert. Dafür, wie auch für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich ihm herzlich.

Ebenfalls sehr zu Dank verpflichtet bin ich Herrn Prof. Dr. Martin FREY (inzwischen Basel), welcher mir die Grundlagen der "schwachen" Metamorphose in Theorie und Praxis vermittelt und darüber hinaus mir zwei Standardproben (Illitkristallinität) überlassen hat, sowie Herrn Prof. Dr. Ernst NIGGLI für die freundliche Aufnahme an seinem Institut.

Last not least danke ich dem Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung für die Gewährung eines Studienurlaubes in Bern sowie dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich für die finanzielle Unterstützung.

Literatur

- BARNICK, H. (1967): Die Kapellener Schiefer im unterostalpinen Semmeringmesozoikum. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 59, Jg. 1966, 121-138, Wien.
- BRADLEY, W.F. (1959): Current progress in silicate structures. - Proc.6th Natl. Conf. Clays and Clay Minerals, S. 18, Oxford (Pergamon Press).
- CORNELIUS, H.P. (1952a): Die Geologie des Mürztalgebietes. - Jb.GBA, Sonderbd. 4, 1-94, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952b): Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzner Becken. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 42-43, Jg. 1949-1950, 1-234, Wien.
- FRASL, G.; HÖCK, V.; KIRCHNER, E.; SCHRAMM, J.-M. & W. VETTERS (1975): Metamorphose von der Basis der Nördlichen Kalkalpen bis in die tiefsten Einheiten der Ostalpen im Profil Salzburg - mittlere Hohe Tauern. - in: "Geologischer Tiefbau der Ostalpen" (Hochschulschwerpunkt N 25), 2. Bericht 1974, 6-8, Graz etc.
- FREY, M.; HUNZIKER, J.C.; ROGGWILLER, P. & C. SCHINDLER (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. - Contr. Mineral. and Petrol., 39, 185-218, Heidelberg.
- FREY, M.; HUNZIKER, J.C.; FRANK, W.; BOCQUET, J.; DAL PIAZ, G. V.; JÄGER, E. & E. NIGGLI (1974): Alpine Metamorphism of the Alps. A Review. - SMPM, 54, 247-290, Zürich.
- GUIDOTTI, C.V. & F.P. SASSI (1976): Muscovite as a Petrogenetic Indicator Mineral in Pelitic Schists. - N.Jb.Mineral.Abh., 127, 97-142, Stuttgart.
- KIRCHNER, E.Ch. (1977): Vorläufige Mitteilung über eine Pumpellyit-führende Kissenlava von Wienern am Grundlsee, Stmk. - Geo..Paläont.Mitt.Innsbruck, 7, in Druck.
- KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - Etages tectoniques, Coll. Neuchâtel, 105-122, Neuchâtel.
- LINKE, W. (1970): Mineralogie und Petrologie ostalpinen Tonschiefer. - TMPM, 14, 7-25, Wien.
- SASSI, F.P. (1972): The Petrological and Geological Significance of the b_0 Values of Potassic White Micas in Low-Grade Metamorphic Rocks. An Application to the Eastern Alps. - TMPM, 18, 105-113, Wien.
- SASSI, F.P. & A. SCOLARI (1974): The b_0 Value of the Potassic White Micas as a Barometric Indicator in Low-Grad Metamorphism of Pelitic Schists. - Contr. Mineral. and Petrol., 45, 143-152, Heidelberg.
- SCHRAMM, J.-M. (1974): Vorbericht über Untersuchungen zur Metamorphose im Raume Bischofshofen-Dienten-Saalfelden (Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - Anz.math.-naturw.Kl.Öst.Akad.Wiss., Jg. 1974, Nr. 12, 199-207, Wien.
- SCHRAMM, J.-M. (1976): 1. Teilbericht über die Metamorphose in den Nördlichen Kalkalpen und in der nördlichen Grauwackenzone. - Zentralanst. Meteorol.Geodyn.Publ.Nr. 212, 19-25, Wien.

- SCHRAMM, J.-M. (1977a): Niedriggradige Metamorphose von Sedimenten der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. - Zentralanst.Meteorol.Geodyn.Publ.Nr. 221, 42b-42h (Nachtrag), Wien.
- SCHRAMM, J.-M. (1977b): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone und im Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 124, Sallfelden, und 125, Bischofs-hofen. - Verh.GBA, Jg. 1977, A109-A113, Wien.
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des "Haselgebirges". - N.Jb.Geol.Paläont.Mh., Jg. 1964, 270-299, Stuttgart.
- WETZEL, R. (1973): Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. - Mit chemischen Analysen von W.B. STERN (Basel). - SMPM, 53, 273-298, Zürich.
- WINKLER, H.G.F. (1976): Temperaturen und Drucke bei der regionalen Metamorphose: Prinzipielle und praktische Hinweise. - Geol.Rundschau, 65, 874-885, Stuttgart.



Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalken an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae

von H. Mostler⁺⁾

Zusammenfassung

Der insgesamt etwa 120 m mächtige Pötschenkalk, am besten erschlossen in der Pötschenwand und entlang der Pötschenstraße nahe der Pötschenhöhe, wurde mikropaläontologisch untersucht bzw. durch eine kurze mikrofazielle Charakteristik ergänzt.

Mit Hilfe sehr reicher Conodontenfaunen, orientiert an der in jüngster Zeit erarbeiteten und allgemein anerkannten Conodontenstratigraphie, umfaßt der Pötschenkalk in seiner typischen Ausbildung einen Zeitraum, vom Tuval bis in das Obornor (tieferes bis mittleres Sevat) reichend, ganz im Gegensatz zu den bisherigen Auffassungen, in welchen man den Pötschenkalken nur eine stratigraphische Zeitspanne vom Mittel- bis Obornor zubilligte (TOLLMANN, 1976).

Obwohl mit Hilfe von Holothurienskleriten, aus anderen obertriadischen Beckensedimenten stammend, eine grobe Abtrennung zwischen Mittel- und Obornor gelang, war eine solche im Pötschenkalk trotz reicher Faunen nicht möglich. Die von MOSTLER 1972

⁺⁾ Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

erstellte kuepperi-Assemblage-Zone, die einen wesentlichen Anteil des Oberrhods umfaßt, ist auch aufgrund der im Pötschenkalk vertretenen Holothuriensklerrite als solche in vollem Umfang aufrecht zu erhalten. Eine noch feinere Untergliederung des Rhods mittels Holothurien-Assemblage-Zonen, wie dies KOZUR & MOCK 1974 in oberrhodischen Hallstätter Kalken von Silická Brezová (Slowakischer Karst) versuchten, ist noch zu verfrüht und nicht durchzuführen, wie ein Faunenvergleich mit den gleichaltrigen Pötschenkalken ergab.

Innerhalb des sevatischen Anteils der Pötschenkalke, und nur auf diese beschränkt, fanden sich auffallende Ophiuren- und Echinidenskelettelemente, die in zeitgleichen, aber anders entwickelten Beckensedimenten ebenso nur in diesem Zeitraum vertreten sind, wie z.B. *Ophioflabellum hessi* DONOFRIO & MOSTLER.

Ein Hauptanliegen war es, die reiche, besonders im sevatischen Anteil der Pötschenkalke anfallende Kieselschwammfauna bzw. deren Spiculae vorzustellen, denen mehr als zwei Fototafeln gewidmet sind. So waren die Demospongiae durch sehr viele Vertreter von vier ihrer zuordenbaren Ordnungen im Sevat präsent, während die Hexactinellida eher zurücktreten (nur zwei Ordnungen sind vertreten), ganz im Gegensatz zu den zeitgleichen Beckensedimenten, in welchen Kieselschwämme überhaupt fehlen oder nur sehr untergeordnet auftreten, und wenn einmal gehäuft Poriferen auftreten, wie z.B. in den Zlambachschichten, dann handelt es sich zum Großteil um andere Poriferen.

Mit Hilfe der einzelnen Faunenelemente wurde versucht, die Wassertiefe des Beckens der Pötschenkalkfazies festzulegen. Orientiert an Tiefenangaben rezenter Organismen kommt für den Pötschenkalk eine Ablagerungstiefe, die zwischen 200 und 300 m liegt, am ehesten in Betracht. Infolge Fehlens von Bewohnern der Psychrosphäre sind Wassertiefen in 500 m Tiefe und darunter auszuschließen, ebenso solche oberhalb der 200 m-Tiefenlinie.

Den Abschluß der Studie bildet eine kurze Betrachtung, die Beziehungen der verschiedenen gleichaltrigen Beckenfazies zueinander (Zlambachschichten, Hallstätter Kalke in Rot- und Graufazies, Pötschenkalk und Pedatakalk) betreffend, bzw. eine kurze Bemerkung zur Bathymetrie dieser.

Summary

This is a micropaleontological analyzation complemented by a brief microfacial characterization of the Pötschenkalk, which has a total thickness of about 120 m at the type locality, and finds its bed development in the Pötschenwand and along the Pötschen-road near the pass itself.

Oriented according to a stratigraphy of conodonts, which was recently compiled by means of rich faunae of conodonts, and which has already been generally acknowledged, the Pötschenkalk

in his typical form covers a period reaching from the Tuvalian to the Upper Norian (Lower to Middle Sevatian). This forms a sharp contrast to the previous opinions according to which the Pötschenkalk only covered a stratigraphic period of time extending from the Middle to the Upper Norian (TOLMANN, 1976).

Although it was possible to make a clear distinction between Middle and Upper Norian by means of Holothuroidea originating from other basin-sedimentations, this could not be achieved for the Pötschenkalk in spite of its rich faunae. The kuepperi-Assemblage-zone, established by MOSTLER in 1972, which covers an essential part of the Upper Norian has to be maintained to the fullest extent on account of the Holothuroidea in the Pötschenkalk. An even more detailed subdivision of the Norian by means of Holothuroidea-Assemblage-zones as KOZUR & MOCK (1974) tried to do for the Upper Triassic Hallstätter Kalke of Silická Brezová, is not yet possible according to a comparison of faunae with Pötschenkalk which is of the same age.

Within the Sevatic parts of the Pötschenkalk and only within these, remarkable elements of skeletons of Ophiuroidea and Echinoidea were found, which are also present in basin-sediments of the same age and only in the same period of time but have a different development, e.g. *Ophioplacella hessi* DONOFRIO & MOSTLER.

It was a main concern to introduce the rich fauna of Silicispongea occurring especially in the Sevatic part of the Pötschenkalk and spiculae of these Silicispongea, to which two pages of photographs have been devoted. Four orders of Demospongea are well represented in the Sevatian, whereas only two orders of Hexactinellida are to be found. This forms a sharp contrast to other basin-sediments of the same age, in which there are either no Silicispongea at all or they play a very minor role, and if there happens to be an aggregation of Porifera, as e.g. in the Zlambachschichten they mostly are of a different kind.

The various elements of the faunae were used for an attempt to determine the water depth of the basin of Pötschenkalk facies. Oriented according to data on the depth of deposition of recent organisms, the Pötschenkalk most likely has a depth of deposition ranging from 200 to 300 m. As there are no populations in the psychrosphere a water depth of 500 m and more can be ruled out. The same goes for a water depth of less than 200 m.

The study is brought to conclusion by a brief examination of the relations between the various basin facies of the same age (Zlambachschichten, Hallstätter Kalk in red and grey facies, Pötschenkalk and Pedatakalk) and a short comment on their bathymetry.

1. Einleitung

Die Pötschenkalke an der Typlokalität (Aufschlüsse an der Pötschenstraße und in einem aufgelassenen Steinbruch) sind hier Gegenstand einer mikrofaunistischen Untersuchung. Die den Kalkbänken zwischengeschalteten dünnen, maximal 20 cm mächtigen Ton- bis Tonmergellagen wurden bereits von KRISTAN-TOLLMANN 1960 auf Foraminiferen untersucht. KRYSZYN & SCHÖLLNERBERGER (1972: 86) haben den Steinbruch bzw. die Aufschlüsse zwischen der zweiten Kehre und der Paßhöhe als Exkursionspunkte genauer besprochen und hiebei Conodonten aus dem Steinbruch bekanntgemacht (*Epigondolella abneptis*, *Epigondolella* cf. *multidentata* und *E.* cf. *bidentata*), die nicht für das Mittelnor, wie dies nach TOZER 1971 durch das Zurechnen der "argonautae"-Zone von MOJSISOVICS zur columbianus-Zone geschah, sondern eher für tiefere Obernor (untere suessi-Zone) sprechen würde. Es soll hier gleich vorweggenommen werden, daß diese Vermutung richtig war, denn die gesamte Schichtfolge des Steinbruchs ist aufgrund der vom Autor untersuchten Conodontenfauna dem tieferen Obernor zuordenbar.

KOZUR & MOSTLER haben 1972 sehr reiche und für das tiefere Obernor bisher einmalige Radiolarienfaunen entdeckt, und daraus vor allem die Vertreter der Saturnalidae beschrieben, die über 80% der gesamten Radiolarienfauna ausmachen. Diese interessante Radiolarienfauna hat es mit sich gebracht, weitere Aufsammlungen an der Typlokalität vorzunehmen, und zwar in den Jahren 1973 und 1974. Inzwischen ist eine weitere Radiolarienarbeit in Druck, die sich mit anderen Radiolarienarten der Typlokalität auseinandersetzt. Mit diesen drei hier erwähnten Arbeiten erschöpfen sich bereits die bisherigen mikropaläontologischen Untersuchungen der Pötschenkalke im Gebiet um den Pötschenpaß. Die reichen Mikrofaunen der Graukalke, ganz im Gegensatz zu den spärlichen Mikrofaunen der tonigen Zwischenschaltungen (KRISTAN-TOLLMANN) sind es wert, hier dargestellt zu werden. Vor allem soll dieser Beitrag über die Mikrofaunenzusammensetzung der Pötschenkalke auch einen ersten Anstoß für Faunenvergleiche mit den zeitgleichen Zlambachschichten, Hallstätter Kalken und Kössener Schichten sein. Da von allen zur mikrofaunistischen Untersuchung gelangenden Proben Dünnschliffe (Großschliffe 8x10 cm) angefertigt wurden, um über die Verbreitung der Biogene auch im Dünnschliff eine Vorstellung zu bekommen, wird hier kurz zur Mikrofazies der Pötschenkalke Stellung bezogen.

Bedingt durch das ortsweise massenhafte Auftreten von Kiesel-spiculae stehen die Poriferen im Vordergrund der Untersuchungen.

2. Lage der Profile und kurze Profilbeschreibung

Am besten sind die Pötschenkalke an der Pötschenwand erschlossen (Abb. 1, Skizze), die man allerdings nur über den Großen Zlambachgraben erreicht bzw. von dort über den bewaldeten Steilhang hinauf bis knapp zum Plateau bemustern kann. Die

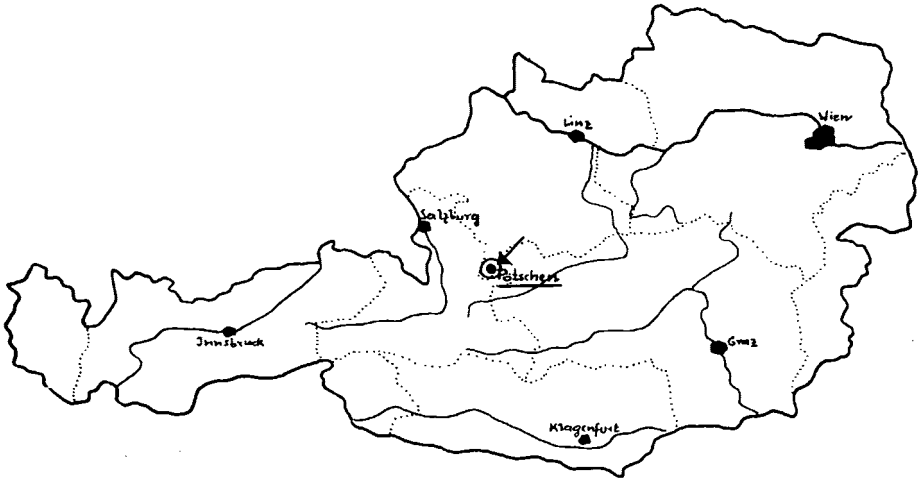


Abb. 1, Lageskizze: Typlokalität der Pötschenkalke entlang der Pötschenpaßstraße und an der Pötschenwand erschlossen (benannt nach der Ortschaft Pötschen in Oberösterreich!)

etwa 120 m mächtigen Pötschenkalke an der Pötschenwand sind an der Basis bereits eindeutig in das höhere Karn (Tuval) zu stellen, vor allem belegbar durch Conodontenfaunen bzw. auch mit Hilfe der Roveacriniden, womit wir im Gegensatz zu KRYSŤYN & SCHÖLLNBERGER (1972: 87) stehen, die hierfür ein unternerisches Alter anführen. TOLLMANN (1976: 235) stellt den Pötschenkalk in das mittlere bis höhere Nor und lehnt die von SCHÖLLNBERGER (1974: 118) in das Karn gestellten Pötschenschichten für die Begriffserfassung der Pötschenkalke mit Recht ab, da deren Fazies sicher nichts mit jener der Pötschenkalke zu tun hat. Die oberkarnischen Kalke im Fußbereich der Pötschenwand entsprechen jedoch, was das Aussehen betrifft, völlig jenen des Steinbruchs (Typlokalität) am Paß.

Sehr gut, aber lückenhaft erschlossen ist der Pötschenkalk an der Pötschenstraße im unteren Teil; bessere Aufschlußverhältnisse sind zwischen der letzten Kehre und der Paßhöhe bzw. in dem aufgelassenen Steinbruch knapp vor der Paßhöhe, schon im Plateaubereich, zu finden.

Zur Besprechung gelangen hier nur die Profile des Steinbruchs bzw. die an der Straße, in der Nähe des Steinbruchs (Abb. 2).

Das im Steinbruch erschlossene Profil (P 1) ist nur 5 m mächtig. Es gehört, wie bereits erwähnt, zur Gänze in das tiefere Obenor (Sevat) eingestuft. Auffallend sind die relativ dicken Karbonatbänke an der Basis, denen nur sehr dünne Tonmergellagen

Steinbruch "Pötschenhöhe" (P1)

Straßenaufschlüsse entlang der Pötschenpaßstraße (P2)

- (R) = Radiolarien
- (P) = sehr reiche Poriferenfaunen
- G = Ammoniten
- = Tonmergel
- = Hornsteinkauern
- GSP = auf Pollen und Sporen untersucht
- (Gl) = Glaukonit

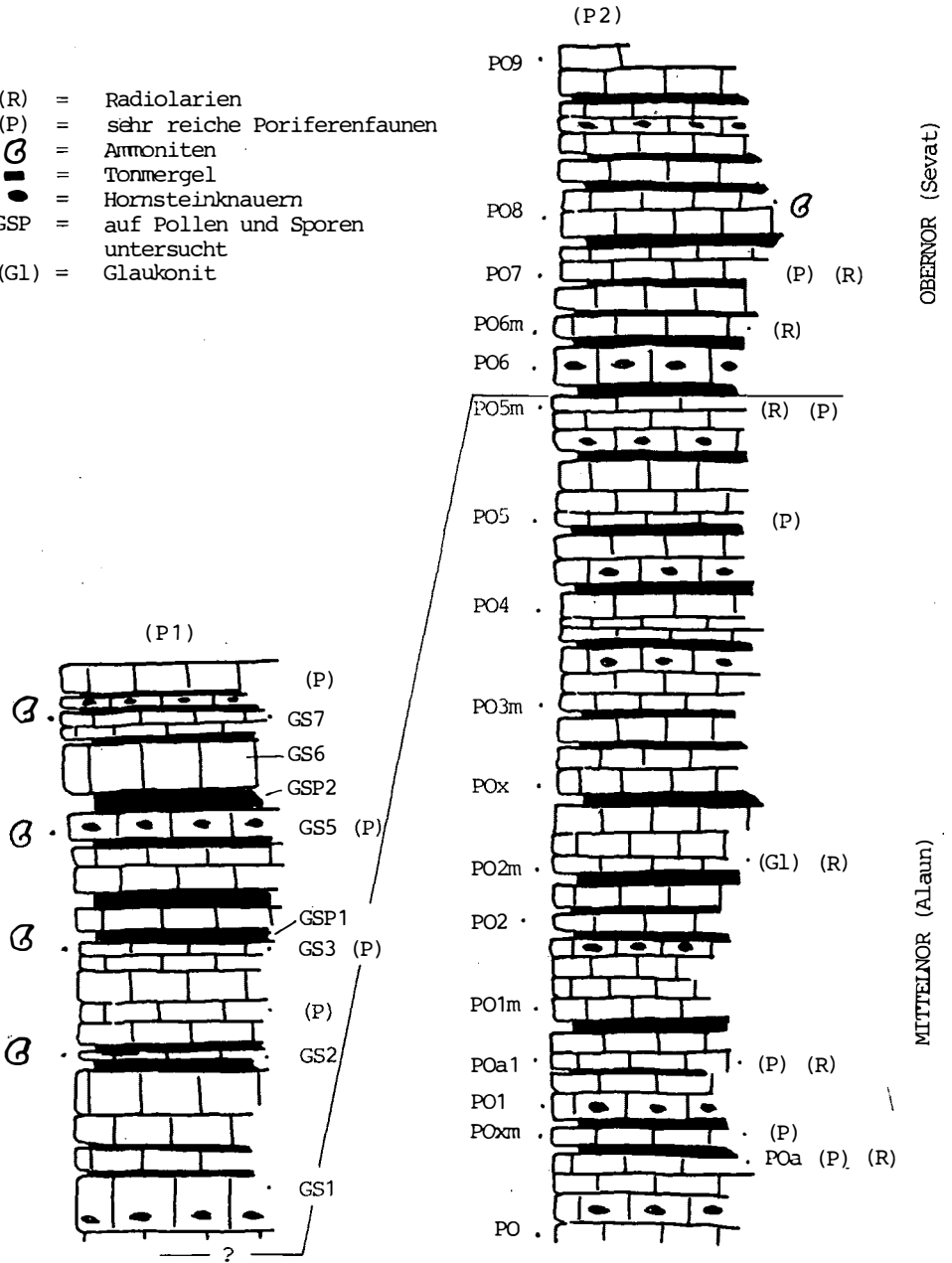


Abb. 2

zwichengeschaltet sind. Die Kalke sind dort, im Gegensatz zum Hangendabschnitt, arm an Kieselsäure bzw. Kieselsäureknauern. Über der ersten dickeren Tonmergellage konnten schlecht erhaltene Ammoniten nachgewiesen werden, die selbst, und das trifft für alle weiteren Ammonitenfunde dieser Lokalität zu, eher in dünnbankigen Kalken auftreten. Die reichste Ammonitenlage fand sich innerhalb der Bank GS 5. Die darüber auftretenden bis 30 cm mächtigen Tonmergel führen schlecht erhaltene Sporen und Pollen, wie Doz. Dr. SCHEURING (Basel) liebenswürdigerweise mitteilte. Der Hangendabschnitt weist wiederum mächtige Kalkbänke mit dünnen Tonmergellagen auf. Auffallend ist im Gegensatz zur Ammonitenführung, daß Poriferenspiculae nur in dickbankigen Kalken vorkommen.

Das entlang der Straße aufgenommene Profil P 2 ist im Hangenden sehr ähnlich ausgebildet wie im Steinbruch, nur die Ammonitenführung scheint geringer zu sein; an der Basis treten dort auch häufig Radiolarien auf (PO6m und PO7), womit jene gemeint sind, die sich mit Hilfe von Säuren herauslösen lassen, während solche im Steinbruchprofil trotz intensiver Beprobung nicht nachgewiesen werden konnten. Hier sei gleich angeführt, daß gut erhaltene Radiolarien mit der ursprünglichen Skelettsubstanz relativ selten sind, und daß in ein- und derselben Bank bereits im Abstand von 10 cm sich keine einzige Radiolarie mehr herauslösen läßt, da diese einer Karbonatisierung zum Opfer gefallen sind. Gut erhaltene Radiolarien lassen sich häufiger am Rand zu einer Hornsteinlage gewinnen, und auch hier gibt es recht unterschiedliche Erhaltungsstadien; so können z.B. ring- und scheibenförmige Radiolarien bestens erhalten sein, solche mit kugelig oder mützenförmiger Gestalt dagegen sind völlig umkristallisiert. Ob in dem einen Profil Radiolarien auftreten oder keine, hat nichts mit der ursprünglichen Radiolarienführung zu tun, denn aus den Dünnschliffen geht eindeutig hervor, daß diese in allen Kalkbänken reichlich vorhanden sind und die im Profil angegebene Radiolarienführung nur auf ein sehr günstiges Zusammentreffen verschiedener Faktoren zurückgeht.

Jener Abschnitt, der als Alaun ausgewiesen ist, ist recht eintönig entwickelt, nur daß im Unterschied zum Sevat dickbankige Kalke fehlen.

Auffallend ist die Glaukonitführung (grüne und braune Glaukonite), die vor allem Kieselspiculae und Radiolarien erfaßt hat. Sonst ist das Profil recht eintönig und in einer Ausbildung, wie sie innerhalb der gesamten Pötschenwand vorliegt.

3. Bemerkungen zur Mikrofazies der Pötschenkalke

Von der Mikrofazies her gesehen sind die Pötschenkalke eher eintönig entwickelt. Es handelt sich fast ausschließlich um filamentführende Kalke, deren Filamentanteil starken Schwankungen unterworfen ist.

Dasselbe trifft für die nahezu stets auftretenden Radiolarien und Echinodermaten zu. Eine mikrofazielle Aufgliederung der

Pötschenkalke ist im wesentlichen nur mit Hilfe von Biogenen durchführbar, wenn man von einzelnen Ausnahmen absieht, die, bedingt durch starke Auswaschung, bereits als Sparite auszuweisen sind. Typisch für alle Proben ist eine starke Bioturbation, die zu einer völligen bankinternen Entschichtung führt.

Generell sind es Weichböden, die den Meeresboden in der Obertrias im Raum des Pötschenpasses (Pötschenkalk) aufbauten, deren Oberfläche örtlich sehr früh lithifiziert wurde. Größere Schalenreste, vor allem die der Ammoniten, dienten sessilen Formen als Hartgrund (Foraminiferen und Crinoiden). Wichtig erscheint dem Autor jedoch, darauf hinzuweisen, daß die Pötschenkalke der Typlokalität doch einige Charakteristika aufweisen, die sie von anderen gleich alten triassischen Beckensedimenten wesentlich unterscheiden. Da jedoch zusammen mit Dr. R. BRANDNER eine ausführliche mikrofazielle Analyse der gesamten Pötschenkalke und Pedatakalke geplant ist, seien hier nur einige Hauptcharakteristika angeführt:

- 1) Zum Teil sehr rasche Verfestigung der Kalkschlammoberfläche (Verfließen von scharfen Setzungsrissen meist noch im darunterliegenden plastischen Material beobachtbar).
- 2) Die rasch lithifizierte Oberfläche wurde im Zug der Durchwühlung zerbrochen bzw. durchstoßen, wodurch es zur Vermengung von verfestigtem und nicht verfestigtem Kalkschlammmaterial kommt.
- 3) Sehr frühe Auflösung von Ammonitenschalen (Auflösung und Füllung der Schalen, die z.T. auf der Unterseite Foraminiferaufwuchs zeigen); die aufgelösten Schalen bilden schließlich Hohlräume, die mit gradiertem Detritus, meist aus Peloiden, Pellets und ein wenig Biodetritus, bestehen.
- 4) Örtlich rasche Verkieselung der Kalkmikrite, die in annähernd zeitgleichen Sedimenten sofort wieder als Kieselkomponenten aufgearbeitet werden. Die Kieselkomponenten dürften vor allem auf ein im Pötschenkalk sehr weitverbreitetes Slumping zurückgehen, d.h. die verfestigten Kiesellagen sind zerbrochen, wie es sich z.T. aus den korrespondierenden Bruchstellen ablesen läßt. Obwohl man in den auftretenden Faltenbildern kurz nach der zweiten Straßenkehre, also noch unterhalb des alten Steinbruchs, zunächst eher eine tektonische Ursache vermuten würde, ist an einer subaquatischen Rutschung nicht zu zweifeln. Eine Bank, die besonders durch die eben geschichteten zerbrochenen Kiesellagen (Kieselbreccie) auffällt, ist von einer Falte durchstoßen, wobei die Kieselbreccie an der Kontaktstelle zur Falte (Slumpingstruktur) richtiggehend angeschoppt wurde; dies ist nur durch einen Slumpingvorgang erklärbar (siehe Abb. 3).

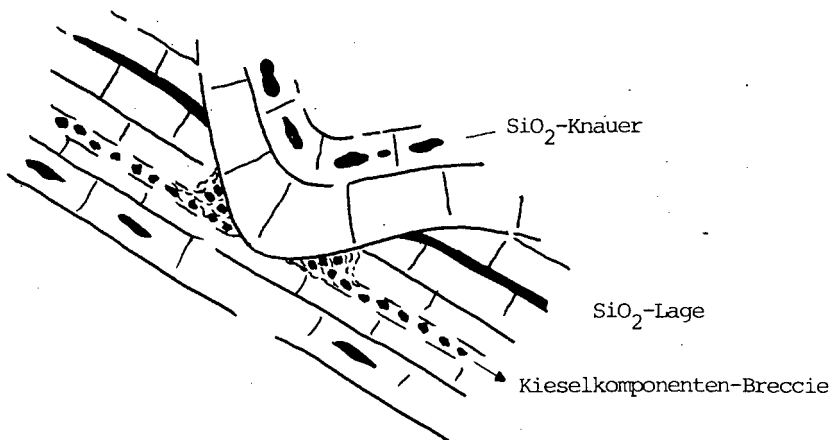


Abb. 3: Slumping, mit Anschoppung früh verhärteter und zerbrochener SiO_2 -Lagen

4. Mikrofauna der Pötschenkalke

Bevor auf die Mikrofauna selbst eingegangen wird, sei noch darauf hingewiesen, daß die Mergel- bzw. Tonmergellagen zwischen den einzelnen Kalkbänken nicht berücksichtigt wurden, die Pollen und Sporen ersterer dagegen schon, über welche Doz. Dr. B. SCHEURING in einer separaten Studie berichten wird.

4.1. Radiolarien

Wie aus den Profilen hervorgeht, kommen voll körperlich erhaltene Radiolarien sowohl im höheren Alaun als auch im Sevat vor. In den Dünnschliffen sind sie seit dem Einsetzen der Pötschenkalke im höheren Tuval stets vertreten. Während die Vertreter der Familie Saturnalidae im Obenor Massenvorkommen darstellen, sind sie im Alaun nicht so häufig (siehe dazu auch KOZUR & MOSTLER, 1972). Über weitere neue Arten aus den obenorischen Pötschenkalcken informiert die Arbeit von DONOFRIO & MOSTLER, 1978 (im selben Band) bzw. die Arbeit von KOZUR & MOSTLER, 1978, in der Heiße-Festschrift; weshalb sowohl von Abbildungen als auch von einer Aufführung dieser in der Faunenliste abgesehen werden konnte. Erwähnenswert ist hier nur, daß die Radiolarien der Pötschenkalke zum Teil recht erheblich von den gleich alten (obenorischen) Zlambachsichten abweichen, was wahrscheinlich auf bathymetrische Unterschiede der beiden Ablagerungsräume zurückgehen mag, d.h. das Radiolarienplankton bedurfte wahrscheinlich einer verschieden hohen Wassersäule.

4.2. Foraminiferen

Die Foraminiferenfauna innerhalb der Kalke ist sehr spärlich. Herr Univ.-Doz. Dr. W. RESCH, Universität Innsbruck, bestimmte folgende Gattungen:

Diverse Vertreter der Ammodiscinae; *Trochammina* sp., sehr häufig Vertreter der Gattung *Diplosphaerella* KRISTAN-TOLLMANN; *Tetartaxis* sp.

Vertreter der Nodosariacea wie *Marginalia* sp. und *Frondicularia* sp.

4.3. Poriferen (Kieselspiculae)

Monactine Nadeln fehlen.

Diactine Nadeln: Lange, völlig gerade, sehr dünne, an beiden Enden spitz zulaufende Spiculae; schwach gebogene, eher dicke Nadeln, deren Enden spitz zulaufen (Taf. 2, Fig. 1); Amphiox mit einem zusätzlichen, senkrecht abzweigenden kurzen Strahl (Taf. 2, Fig. 12); Amphistrongyl: massives Spiculum mit abrupt abgerundeten Enden in Glaukoniterhaltung (Taf. 1, Fig. 18).

Triactine Nadeln: Anadiaen: von einem in der Länge stark variierenden Schaft gehen zwei relativ kurze Aststrahlen ab (im Obernur zwar immer wieder vorhanden, jedoch nicht häufig).

Tetractine Nadeln: Oxycaltrop: Spiculum besteht aus vier gleich langen, spitz endenden Strahlen (sehr häufig).

Caltrope: Die Strahlen sind unterschiedlich lang.

Triaene: Triaene mit reduziertem Rhabd: dazu gehören die auf Taf. 2, Fig. 2 u. 6 abgebildeten Exemplare, die sich durch drei im Zentrum sehr breite, nach außen sich stark verjüngende, spitz endende Strahlen auszeichnen. Ein wichtiges Merkmal für diesen Typus stellen die ortsweise stärkeren Verdichtungen der Stacheln dar. Von der Anlage her entsprechen die stark bestachelten Formen (Taf. 3, Fig. 6, 12) auch dem triaenen Typus (vielleicht sollte man den Namen "Acanthotriaen" dafür wählen). Während die eher zarten Formen, d.h. die Formen mit zarten Kladissen und sehr langen Stacheln innerhalb der Pötschenkalke auftreten, sind die der Zlambachsichten sehr massiv entwickelt (d.h. dicke Kladissen, auch wesentlich mehr Strahlen, die mindestens um die Hälfte kürzer sind); siehe dazu Taf. 3, Fig. 22.

Protriaene: Die hier zu besprechenden Nadeln sind durch ein sehr langes Rhabd ausgezeichnet, an dessen Ende drei in stumpfem Winkel zum Rhabd stehende kurze Kladissen abzweigen (Taf. 1, Fig. 12). Weiters wurden Nadeln mit langem Rhabd bekannt, an dessen Ende sich drei gegabelte Kladissen befinden (die dichotome Verzweigung führt zu langen zarten Ästen, Taf. 1, Fig. 16, oder zu kurzen massiven Ästen, Taf. 1, Fig. 17).

Orthodichotriaene Nadeln mit reuziertem Rhabd (Taf. 2, Fig. 2) zeigen ein Spiculum mit knotenartigem Rhabd, schmalen, gleichmäßig entwickelten Kladissen, die dichotom verzweigen. Die verzweigten Ästchen sind distal knotenartig angeschwollen. Im Gegensatz dazu die unterschiedlich breiten dichotom verzweigten

Ästchen, die distal spitz enden (Taf. 2, Fig. 7) oder ein Spiculum (Taf. 2, Fig. 10) mit nur einem gegabelten Ast; die beiden anderen Äste sind nicht verzweigt.

Acanthomesotriaen: Die drei bedornen Kladisken haben sich im obersten Drittel des Rhabds gebildet, so daß der obere Rhabdabschnitt in den meisten Fällen nur mehr durch ein knopfartiges Gebilde in Erscheinung tritt (Taf. 2, Fig. 13).

Mesotriaen mit Ringstruktur (Criccomesotriaen); eine markante Ringstruktur ist allerdings nicht ausgebildet, aber die Andeutung von Ringen ist gegeben. Im ersten Augenblick der Betrachtung ist man eher geneigt, Nadeln dieses Typs einem caltropen Spiculum zuzuordnen, doch zeigen alle Formen über den drei Kladisken noch eine kleine knopfartige Fortsetzung des Rhabds.

Pentactine: Oxyptentactin mit einem langen Strahl und vier gleich langen Strahlen (Taf. 2, Fig. 18).

Anatetraen: Von einem langen, sehr massiven Schaft gehen vier nach unten gebogene, spitz endende Strahlen ab (Taf. 2, Fig. 8, 11).

Phyllostriaene: Durch die Verdickung der Kladisken, die zum Teil dichotom verzweigt sind, entstehen sehr massive blattartige Spiculae, die im Extremfall zu einem Blatt, in dessen Mitte ein knopfartiges Rhabd aufragt, zusammenwachsen können (Taf. 1, Fig. 2-4, 7).

Hexactine: Obwohl hexactine Nadeln bei weitem überwiegen, sind nur wenige Typen in den Pötschenkalken vertreten. Neben dem Oxyhexactin (es wurden keine Spiculae davon abgebildet), das sehr häufig auftritt, sind es vor allem solche, deren Rhabd und Teile des Rhabds starke Verdickungen aufweisen (Taf. 2, Fig. 4, 7).

Bei den sehr häufig angetroffenen Skelettfragmenten handelt es sich fast stets um ein aus hexactinen Nadeln verschmolzenes Gerüst (Taf. 3, Fig. 14-16, 23).

Polyactine: Nadeln dieser Gruppe sind vom Hexactin abzuleiten. Es handelt sich einerseits um schwach bedornete Formen (Taf. 2, Fig. 18) oder solche, deren Rhabd und/oder auch die Kladisken eine Ringstruktur aufweisen (Taf. 2, Fig. 19).

Desmen: Nebst den häufig auftretenden typischen Megaclonen sind es solche, die ein sehr unregelmäßig gebautes Epirhabd aufweisen, von welchem eine Reihe gebogener, z.T. langer Äste abzweigt, die ebenso wie die Megaclone durch ein saugscheibenartiges Zygom charakterisiert sind (Taf. 1, Fig. 1). Rhabdoclone: Von einer Abbildung der sehr typischen Rhabdoclone wurde abgesehen und vielmehr die eher ausgefallenen Typen dargestellt (siehe Taf. 1, Fig. 16, 15), die durch ein schwach gekrümmtes Epirhabd und mehrere Äste gekennzeichnet sind, deren Clon-Enden entweder schwach kolbenähnlich verdickt oder T-förmig ausgebildet sind.

Rhizoclone: Auch hier wurden wiederum weniger typische Formen abgebildet. Das Epirhabd ist gerade und nicht gebogen wie bei den meisten Formen, d.h. daß es im Grundbau eher an ein Didymoclon

erinnert; dies betrifft auch die Verdickung des Endes des Epithels, nur die vielen wurzelförmigen Äste mit den dornenartigen Fortsätzen etc., wie in Abb. 5 und 7 auf Taf. 1 dargestellt, sprechen für eine Zuordnung zu den Rhizoclonen.

Mikroskleren: Nicht selten treten winzige Nadeln auf, die sich auf zwei Typen beschränken. Einmal sind es C-förmige Spiculae (Taf. 2, Fig. 14), zum anderen Mal Amphidiske, die stets durch ihre Achtzahl der Strahlen auffallen (Taf. 1, Fig. 9-11).

Komplett erhaltene Poriferen: Die sehr kleinen (3-5 mm), vollkommen erhaltenen Poriferen fallen besonders durch die "exothekalen" Auswüchse am oberen Stielende auf. Der kurze Stiel weist am Unterende zwischen 8 und 11 Wurzeläste auf, die an Größe jenen am Stiel entsprechen. Die Kelchgestalt ist allen Exemplaren (18 Exemplare wurden gefunden), die mit Hilfe von Essigsäure aus den Pötschenkalken herausgelöst wurden, eigen. Aufgrund der hier besprochenen Nadeln sind folgende Poriferen am Aufbau der Pötschenkalken beteiligt:

Klasse Demospongea SOLLAS 1875
O. Epipolasida SOLLAS 1888
O. Choristida SOLLAS 1888
O. Carnosida CARTER 1875
O. Lithistida SCHMIDT 1870
Uo. Rhizomorina ZITTEL 1878
Uo. Megamorina ZITTEL 1878
Uo. Tetracladina ZITTEL 1878

Klasse Hexactinellida SCHMIDT 1870
Ukl. Amphidoscophora SCHULZE 1878
O. Amphidiscosa SCHRAMMEN 1924
O. Dictyida ZITTEL 1877

Die Poriferen eignen sich recht gut für bathymetrische Betrachtungen. So sind die Demospongea der Pötschenkalken auf jeden Fall in einer Wassertiefe zu suchen, die zwischen 100 und 500 m liegt, einzelne Vertreter bestimmter Ordnungen haben ihren Hauptverbreitungsbereich zwischen 200 und 500 m. Die Lithistida leben schwerpunktartig zwischen 100 und 350 m, während, von zwei Gruppen abgesehen, die Hexactinellida, wie sie im Pötschenkalk vertreten sind, auf jeden Fall noch unter 200 m häufig vorkommen, ab 500 m relativ selten, wenn man von den rezenten tiefen Verteilungsmustern ausgeht.

Einen zweiten Anhaltspunkt, was die Bathymetrie betrifft, liefern uns die 18 kleinen, voll körperlich erhaltenen Poriferen, die eine auffallende Konstanz bezüglich ihrer Gestalt aufweisen. Dies ist ein Merkmal, das nur Tiefwasserporiferen eigen ist, oder drücken wir es vorsichtiger aus, die Formkonstanz ist vor allem bedingt durch die schwache Strömung.

4.4. Ostracoden

Während in Dünnschliffen Ostracoden immer wieder angetroffen wurden, ist der im unlöslichen Rückstand anfallende Prozentsatz sehr gering und setzt sich vorwiegend aus schlecht erhaltenen Steinkernen zusammen. Die einigermaßen, mit Schalensubstanz überlieferten, aber selten zu findenden Formen sind nur generisch erfaßbar (*Ptychobairdia* und *Dicerobairdia*).

4.5. Echinodermaten

Crinoiden: Obwohl gestielte Crinoiden aus den Pötschenkalken bekannt wurden, sind Skelettelemente von solchen äußerst selten (ein Stielglied, einige Brachialia und Endklauen). Nur zweimal wurden Skeletteile von Schwebcrinoiden gefunden, die zu *Lotocrinus reticulatus* KRISTAN-TOLLMAN zu stellen sind.

Ophiuren: Abgesehen von den reichen Radiolarienproben sind Skelettelemente von Ophiuren stets im unlöslichen Rückstand erhalten. Am häufigsten sind *Lateralia*; unter ihnen *Ophioflabellum hessi* DONOFRIO & MOSTLER, dagegen fehlen die Armwirbel fast durchgehend; insgesamt wurden nur drei Armwirbel gefunden. Reich entwickelt sind Arm- und Seitenstacheln (siehe Taf. 3, Fig. 1-3, 24-25); weitaus vorherrschend dabei sind Primitivstacheln, gefolgt von Gitterstacheln, Kronenstacheln, Lochstacheln, Dornstacheln, Regenschirmstacheln und Federstacheln (Terminologie dazu siehe MOSTLER 1971). Relativ selten treten Mundeckstücke, Haken, Dorsal- und Ventralplatten auf.

Echiniden: Echinidenskelettelemente sind fast in allen Proben vorhanden. Es handelt sich hierbei vorherrschend um Skelettanhänge, während *Ambulacraria* und *Interambulacraria* fehlen oder nur äußerst selten auftreten; ebenso fehlen Elemente des Kauapparats. Am stärksten vertreten sind die Platten der Saugscheiben der *Ambulacralfüßchen*, gefolgt von den vielen stark variierenden Nadeln und vor allem den vielen *Pedicellarien*, dagegen sind *Pedicellarienstiele* äußerst selten überliefert. Einige der *Pedicellarien* sind auf das Oberror beschränkt (siehe z.B. Taf. 3, Abb. 4). Eine ausführliche Studie über Echiniden der süd- und nordalpinen Trias ist in Vorbereitung.

Holothurien: Von den artlich bestimmbaren *Holothurienskleriten* sind es 27, wovon den meisten auch eine stratigraphische Bedeutung zukommt. Die folgende Tabelle zeigt außerdem ihre stratigraphische Position auf, die mit Hilfe der noch zu besprechenden *Conodonten* erstellt wurde.

KOZUR & MOCK (1974: 142) haben eine vorläufige Gliederung in stratigraphisch aussagekräftige Sklerittypen für die Obertrias vorgenommen, etwa entsprechend Assemblage-Zonen, erstellt aus Profilen von Silická Brezová. Stellt man die innerhalb der Pötschenkalkte genau datierten *Holothuriensklerit-Vergesellschaftungen* denen von Silická Brezová gegenüber, so ergeben sich nicht unbedeutende Unterschiede, womit nur darauf verwiesen sein

	bidentatus-Zone											spatulatus-Zone																					
<i>Acanthotheelia triassica</i>																					x	x			x		x	x	x				
<i>Theelia conglobata</i>																												x		x	x		
<i>Theelia patinaformis</i>						x	x			x	x				x		x		x	x	x					x	x	x	x				
<i>Theelia planorbicula</i>								x	x	x		x																					
<i>Theelia praenorica</i>																											x	x	x		x		
<i>Theelia praeseniradiata</i>																																	
<i>Theelia rosetta</i>																																	
<i>Theelia stellifera</i>	x	x				x	x	x																									
<i>Theelia stellifera bistellata</i>	x					x	x																										
<i>Theelia variabilis</i>																																	
<i>Theelia variabilis slowakensis</i>																																	
<i>Achistrum brevis</i>																																	
<i>Biacumina inconstans</i>								x		x	x		x																				
<i>Calclamna nuda</i>																																	
<i>Canisia symmetrica</i>																																	
<i>Canisia zankli</i>																																	
<i>Eocaudina longa</i>																																	
<i>Fissobractites subsymmetrica</i>																																	
<i>Kuehnites inaequalis</i>																																	
<i>Palelpidia norica</i>																																	
<i>Prae euphronides multiperforatus</i>																																	
<i>Prae euphronides simplex</i>																																	
<i>Priscopedatus staurocumitoides</i>																																	
<i>Priscopedatus triassicus</i>	x																																
<i>Punctatites extensus</i>	x																																
<i>Semperites ungersteinensis</i>																																	
<i>Stueria multiradiata</i>	x																																
	PO9	PO8	PO7	PO6m	PO6	GS7	GS6	GS5	GS3	GS2	GS1	PO5m	PO5	PO4	PO3m	POx	PO2m	POa2	PO2	PO1m	POa1	PO1	POxm	POa	PO								

Tabelle: Verbreitung der Holothuriensklerite im ober-norischen Anteil der Pötschenkalke

soll, daß man, ehe man eine endgültige Assemblage-Zone oder gar eine Zonengliederung erstellt, noch zuwarten muß. Zwei Fakten sind es, die eine solche Gliederung noch nicht möglich machen. Einmal ist es die Systematik (nötige Revision), zum anderen Mal fehlt oft eine exakte zeitliche Einstufung. Nicht unbedeutend wirkt sich auch die Faziesabhängigkeit der Holothurien auf eine solche Gliederung aus (Tiefwasser- und Flachwasserholothurien).

Abschließend sei noch kurz auf die Unterschiede in der Holothurienzusammensetzung zwischen Silická Brezová und Pötschenkalk hingewiesen. *Priscopedatus staurocunitoides* kommt nach KOZUR & MOCK nur im Karn vor, während diese im Pötschenkalk noch innerhalb der spatulatus-Zone weit verbreitet ist. *Kuehnites inaequalis* reicht im Gegensatz zu KOZUR & MOCK 1974 im Pötschenkalk nur bis in die spatulatus-Zone. *Praeaeuphronides simplex* wird von den beiden Autoren als Durchläufer betrachtet, ist im Pötschenkalk dagegen nur innerhalb der spatulatus-Zone nachweisbar. *Punctatites extensus* tritt im Pötschenkalk nur in der bidentatus-Zone auf und beschränkt sich nicht, wie in Silická Brezová auf die spatulatus-Zone. *Theelia rosetta* wird als Durchläuferform betrachtet, im Pötschenkalk ist diese Art bisher nur innerhalb der spatulatus-Zonen nachweisbar; *Theelia stellifera* dagegen reicht im Pötschenkalk von der bidentatus-Zone weit hinunter in die spatulatus-Zone und ist nicht auf erstere, wie KOZUR & MOCK 1974 anführen, beschränkt. *Theelia variabilis slowakensis* ist möglicherweise kein Durchläufer, zumal diese Form im Pötschenkalk nur innerhalb der spatulatus-Zone auftritt.

Während das Fehlen dieser oder jener Form nicht bedeuten muß, daß Holothurien mit den genannten Sklerittypen noch nicht oder nicht mehr gelebt haben, scheint es uns doch wichtig, daß z.B. *Theelia stellifera* bis in das Sevat reicht und somit nicht als Leitform verwertet werden kann. MOSTLER (1972: 741) hat versucht, mit der kuepperi-Assemblage-Zone das Obenor in den Griff zu bekommen, wobei festgehalten werden muß, daß diese Assemblage-Zone nach eingehender Prüfung mit Ammoniten und Conodonten aufrecht zu erhalten ist, eine Untergliederung sich zwar anbietet, aber hierfür noch detailliertere Untersuchungen als notwendig erachtet werden. Betrachtet man jedoch die aufgrund der Conodontenchronologie in das Obenor zu stellenden Holothuriensklerite, so sind die des Pötschenkalks für das Obenor eher untypisch, zumal nicht nur die Leitform *Acantho-theelia kuepperi* fehlt, sondern auch *Theelia kristanae*, *Theelia norica* und andere mehr. D.h. mit den Holothurienskleriten allein läßt sich eine Alaun/Sevatgrenzziehung im Pötschenkalk nicht durchführen.

4.6. Conodonten

Die reichen Conodontenfaunen ermöglichen es, problemlos die spatulatus-Zone von der bidentatus-Zone abzutrennen. MOSTLER, SCHEURING & URLICHS 1978 haben den Versuch unternommen, die bidentatus-Zone in zwei weitere Subzonen aufzugliedern. Demnach fällt der höhere Pötschenkalk in die Subzone I der

bidentatus-Zone bzw. erreicht gerade noch die Basis der Subzone II. Übertragen auf die Orthochronologie bedeutet dies, daß die Typlokalität, gemeint ist der Steinbruch am Pötschenpaß, dem unteren Teil der Rhabdoceras-suessi-Zone zuzuordnen ist. Aus dem Steinbruch selbst stammt folgende Conodontenfauna:

Chirodella dinodoides (TATGE)
Chirodella gracilis MOSTLER
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
Gondolella navicula navicula HUCKRIEDE
Gondolella navicula steinbergensis MOSHER
Grodella ? hernsteinensis KOZUR & MOSTLER
Hibbardella zapfei KOZUR & MOSTLER
Hindeodella andrusovi andrusovi KOZUR & MOSTLER
Hindeodella suevica (TATGE)
Metapolygnathus bidentatus (MOSHER)
Metapolygnathus posterus KOZUR & MOSTLER
Misikella hernsteini (MOSTLER)
Neohindeodella triassica triassica (MÜLLER)
Oncodella paucidentata (MOSTLER)
Prioniodina muelleri (TATGE)

Da ab der Basis des Steinbruchs *Metapolygnathus bidentatus* auftritt, ist die Zuordnung zur bidentatus-Zone gerechtfertigt. Da *Metapolygnathus bidentatus* selbst nicht scharf mit dem Einsetzen der Rhabdoceras-suessi-Zone zusammenfällt, sondern etwas tiefer hinunterreicht, könnte der Einwand erfolgen, daß die Typlokalität nicht in allen Teilen der suessi-Zone angehört. Dies ist jedoch nicht der Fall, da gleichzeitig *Misikella hernsteini* auftritt, eine Form, die sicher immer innerhalb der Rhabdoceras-suessi-Zone liegt (siehe hierzu MOSTLER et al. 1978). Als eine weitere Leitform der suessi-Zone kann neben *M. hernsteini* noch *Oncodella paucidentata* genannt werden. Das Überschneiden der Formen von *Enantiognathus ziegleri* (Aussetzen) und *Misikella hernsteini* und *Oncodella paucidentata* (Einsetzen) weist weiters darauf hin, daß gerade das untere Drittel der suessi-Zone im Steinbruch am Pötschenpaß repräsentiert wird.

Unmittelbar unter dem Steinbruch, soweit dies überhaupt, bedingt durch die schlechteren Aufschlußverhältnisse, exakt feststellbar ist, da man genötigt ist, vom Steinbruch hinaus zu den Straßenaufschlüssen zu projizieren, gehört die Schichtfolge der posterus-Subzone bzw. der spatulatus-Zone im Sinn von KOZUR (1972: 18) an. Die Fauna setzt sich aus folgenden Conodonten zusammen:

Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
Gondolella navicula navicula HUCKRIEDE
Gondolella navicula steinbergensis MOSHER
Hindeodella suevica (TATGE)
Metapolygnathus abneptis (HUCKRIEDE)
Metapolygnathus posterus KOZUR & MOSTLER
Metapolygnathus spatulatus (HAYASHI)
Neohindeodella triassica triassica (MÜLLER)
Prioniodina muelleri (TATGE)

Da die Probe PO5m *Metapolygnathus spatulatus* führt, läßt sich an der Straße die Grenze zwischen spatulatus- und bidentatus-

Zone scharf ziehen, während es für die unmittelbare Umgebung des Steinbruchs nicht möglich ist.

Die restliche Mikrofauna setzt sich aus Fischresten und Mikroproblematika zusammen, auf die hier nicht eingegangen werden soll. Gerade die Fischreste sind Gegenstand einer eigenen Studie, die sich mit den obertriassischen Fischresten der nord- und südalpinen Trias auseinandersetzt.

4.7. Bemerkungen zur unterschiedlichen Mikrofaunenzusammensetzung in obernorischen Beckensedimenten

Abgesehen davon, daß die Faunenzusammensetzung schon innerhalb der Pötschenkalke recht unterschiedlich ist, wenn man die Mergel bzw. Tonmergel mit jenen der Kalke vergleicht, was besonders krass durch das Auftreten von Schwebrinoiden zum Ausdruck kommt, die fast ausschließlich in tonigen Partien auftreten und nur ein einziges Mal aus den Kalken herausgelöst wurden, ist der Faunengegensatz zwischen Pötschenkalken und Zlambachschichten z.T. recht beachtlich. Oder vergleicht man beispielsweise die Kalklagen der Zlambachschichten mit den zeitgleichen Hallstätter Rotkalken, so ergeben sich sowohl hinsichtlich der Foraminiferen, Radiolarien, Poriferen und Ostracoden, zum Teil auch, was die Echinodermaten betrifft, recht markante Unterschiede. Dies trifft nicht nur hinsichtlich der Häufigkeit, sondern insbesondere im Hinblick auf die Gattungs- und Artzusammensetzung zu. In einer weiteren Studie soll besonders der Unterschied der Tiergruppen im Obenor zwischen Zlambachschichten, Pötschenkalken, Pedatakalken und Hallstätter Kalken (Radiolarien, Poriferen und Echinodermaten) dargestellt werden.

4.8. Zur stratigraphischen Verwertbarkeit der Mikrofauna

Wie gerade zuvor abgehandelt, sind die Conodonten die weitaus besten Mikrofaunenleitformen der Obertrias. Obwohl man mit Hilfe der Holothuriensklerite das Obenor gut vom mittleren abtrennen kann, ist dies im Bereich der Pötschenkalke der Typlokalität nicht möglich. Viel besser, aber bisher unüblich geht es mit bestimmten Ophiurenlateralia und mit Pedicellarien.

Die Poriferenspiculae bieten sich auch hierfür an, eine Untergliederung in mittel- und obernorische Formen ist bisher jedoch nicht durchführbar und dies trifft nicht nur für den Pötschenkalk zu. Inwieweit man mit Hilfe der Foraminiferen, d.h. mit den Variostomen eine Abgrenzung des mittleren Nors vom Obenor vornehmen kann, läßt sich bisher nicht beurteilen. Nach TOLLMANN (1976: 235) kommen *Variostoma catilliforme* KRISTAN und *Variostoma crassum* im mittleren und höheren Nor vor.

Bei den Ostracoden ist es ähnlich, aber eine strenge Gliederung in mittel- und obernorische Formen wurde noch gar nicht angestrebt.

5. Die Stellung der Pötschenkalke innerhalb der obertriadischen Beckenentwicklung

5.1. Zur Bathymetrie der Pötschenkalke

Ziehen wir die Gesamtf fauna der Pötschenkalke zu Rate, so kann man bezüglich der Tiefe des Ablagerungsbereichs doch eine einigermaßen befriedigende Aussage treffen.

Beginnen wir mit den Radiolarien, so handelt es sich hierbei einmal um Vertreter der obersten Wasserschichten, die auf jeden Fall eine gute Durchlichtung benötigen, da sie mit Zooxanthellen in Symbiose leben, d.h. sie leben in einer Wassertiefe zwischen 0 und 45,5 m; man spricht in diesem Fall von der obersten Lebenszone der Radiolarien. Die weitaus häufigsten Arten, immer an der rezenten Radiolarienverteilung orientiert, gehören der mittleren Lebenszone der Radiolarien an, deren Verbreitung zwischen 45,5 m bis 274 m liegt. Eine Untergliederung dieser mittleren Zone in drei Subzonen wird zwar in den rezenten Meeren durchgeführt, was die Meterangabe betrifft, auf die fossilen Formen schwer übertragbar sein. Sichere, auf Bodenleben bezogene Radiolarien sind aus der Trias nicht bekannt; es handelt sich vor allem um Vertreter der Phaeodarina, von welchen KOZUR & MOSTLER (1972) vermuteten, in der Obertrias einen Vertreter gefunden zu haben, was sich bisher aber nicht sicher belegen ließ. Bei diesen Radiolarien würde es sich um ausgesprochene Tiefseebewohner handeln.

Ein Teil der Radiolarien benötigt für seine täglichen und nächtlichen Wanderungen (Auf- und Abwandern) eine bestimmte Wassersäule, die zwischen 200 und 300 m liegt, so daß eher von dieser Seite eine ungefähre Angabe über die Bathymetrie möglich ist.

Die eher spärlich auftretenden Foraminiferen stehen nicht im Widerspruch zu denjenigen Tiefen, die sich aus der unten angeführten Fauna ableiten haben lassen (mündl. Mitteilung von Dozent Dr. W. RESCH).

Wesentlich und z.T. wirklich entscheidend für die Tiefenangaben sind die Poriferen, die, wie schon erwähnt wurde, zwischen 100 und 350 m einerseits und 200-500 m andererseits ihren Lebensraum haben, d.h. also Wassertiefen von mindestens 200 m erfordern. Auch die Formkonstanz der voll körperlich erhaltenen Poriferen spricht für tiefes ruhiges Wasser (siehe dazu Kapitel 4.3.).

Für die wenigen nachgewiesenen Ostracodengattungen ist im wesentlichen der Lebensraum eines Tiefneritikums, d.h. zwischen 150 und 200 m Tiefe anzunehmen (KOZUR 1972: 637), teilweise wohl auch an das Epibathyal, also zwischen 200 und 500 m Wassertiefe zu denken. Das Fehlen von ausgesprochenen psychrosphärischen Ostracoden im Pötschenkalk läßt Wassertiefen unter 500 m mit Sicherheit ausschließen.

Von den Echinodermaten sind nur die Holothurien bathymetrisch verwertbar, zumal die Echiniden und Ophiuren in allen Tiefen

auftreten und auch mit Hilfe der Häufigkeitsverteilung keine Information in dieser Richtung erbringen. Besonders aber aufgrund des Auftretens von Vertretern der Gattungen *Præeuphronides*, *Palelpidia*, *Biacumina* und *Canisia* ist eine gute Wassertiefenangabe möglich, zumal es sich hierbei um Tiefwasserholothurien handelt, deren Hauptverbreitung zwar unter 500 m liegt, in Verbindung mit den sogenannten "Flachwasserholothurien", die zwischen 0 und 460 m Wassertiefe auftreten, eine gute Bathymetrie erlauben. Wir wissen von den rezenten Vertretern der Tiefwasserholothurien, daß analoge Formen, wie oben genannt, nicht selten in Wassertiefen hinaufreichen, die bei 250 m liegen und in wenigen Fällen bis 150 m vordringen können. Orientieren wir uns daran, so ist die Mindestwassertiefe mit 150 m anzuführen, eher aber ergibt sich eine Konzentration um die 250 m-Tiefenlinie aus den Überschneidungen zwischen Tiefwasser- und Flachwasserholothurien innerhalb der Pötschenkalke.

Bezüglich der Conodonten lassen sich die Pötschenkalke in Anlehnung an KOZUR (1974: 5) dem tiefneritischen Bereich (zwischen 100 und 200 m), aber auch dem epibathyalen Bereich (zwischen 200 und 500 m) zuordnen. Überschneidungen lassen auf Wassertiefen schließen, deren Schwerpunkt zwischen 200 und 300 m Tiefe liegt, zumal keine Anhaltspunkte für eine Psychrosphäre gegeben sind.

Betrachten wir jene Tiergruppen, die nicht im Pötschenkalk vorkommen, so sind dies vor allem Korallen, Hydrozoen, Gastropoden, Bryozoen und Sclerocodonten. Abgesehen von den Bryozoen sind alle Flachwasserbewohner. Es ist auch auffallend, daß keine Spur von Flachwasserbewohnern, auch nicht allochthonen Ursprungs, in das Pötschenkalkbecken gelangte, d.h. es war keine Verbindung zu irgendwelchen Flachwasserablagerungen (siehe dazu Kapitel 5.2.). Aus dem Fehlen der oben angeführten Tiergruppen scheidet also flaches Wasser (zwischen 0 und 30 m) sicher aus. Soweit aus den Tiergruppen Wassertiefenangaben möglich waren, konzentrieren sich diese alle um einen Wert, der zwischen 200 und 300 m zu suchen ist, und sicher 500 m nicht erreicht hat.

5.2. Faziesverzahnungen bzw. Beziehungen der verschiedenen Beckenfazies untereinander

Aufgrund des Fehlens von Riffschutt oder Schutt, die von nicht riffogenen Karbonatplattformen stammen, muß der Pötschenkalk in einem plattformfernen Areal zur Ablagerung gelangt sein. Vom Flachwasser, speziell vom Riff beeinflußt, ist z.T. der Pedatakalk, der im nicht riffbeeinflussten Bereich mit dem Pötschenkalk verzahnt. Dort, wo letzterer mit den Hallstätter Kalcken der Graufazies in Verbindung tritt, ist ebenso keine Riffbeeinflussung nachzuweisen, obwohl die Hallstätter Kalke (Graufazies) in einer schmalen Zone als Vorriffbereichsedimente betrachtet werden müssen. Der Pötschenkalk trifft also in seinem Verzahnungsbereich nur auf Beckenfazies des tieferen Wassers, wobei es sich um Zlambachsichten, tiefe, rifferne Pedata-schichten und rifferne Hallstätter Kalke handelt.

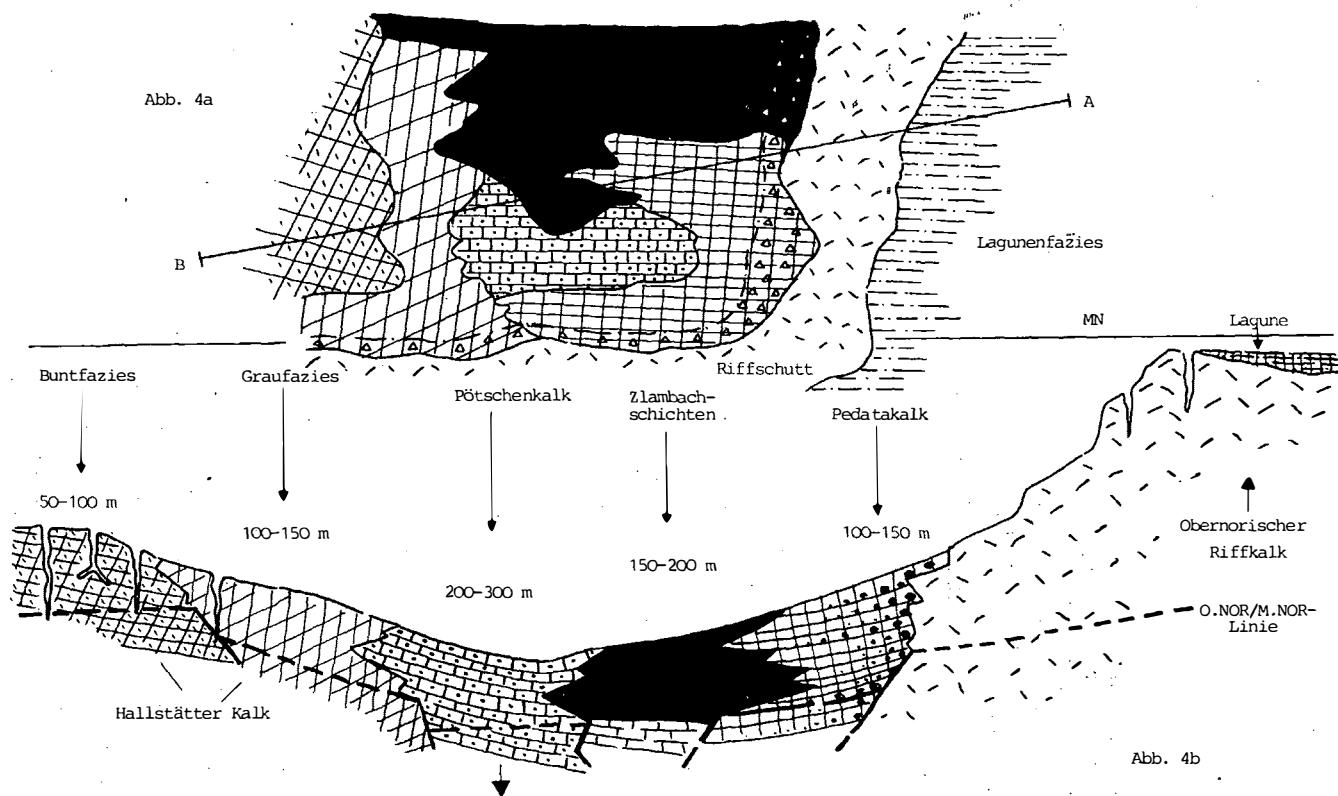


Abb. 4a und 4b: Faziesverzahnung oberrorischer Beckensedimente und deren Beeinflussung durch Flachwasserablagerungen

In Abb. 4a wurde der Versuch unternommen, die Position der Pötschenkalke in einer Momentaufnahme (im Sevat) festzuhalten, wobei es hier nicht um eine paläogeographische Rekonstruktion der Becken und Plattformen ging, sondern vielmehr um die Beziehung zwischen Hallstätter Kalk (Bunt- und Graufazies), Zlambachschichten, Pötschenkalk und Pedatakalk. Wichtig erschien es dem Autor vor allem, einmal aufzuzeigen, daß die Zlambachschichten hinsichtlich ihrer Wassertiefe auf jeden Fall eine Aufgliederung erfahren müssen; der riffnahe Teil ist also im flachen Wasser (10-30 m Wassertiefe nach BOLZ 1974: 348), der rifferne Teil, der mit den Pötschenkalken verzahnt, im tieferen Wasser zur Ablagerung gelangt, etwa im Bereich von Roßmoos, für den BOLZ (1974: 229), allerdings aufgrund der Ostracoden, nur eine Wassertiefe von 50-80 m annimmt, ohne darauf einzugehen, warum er gerade auf diese Tiefe kommt, denn KOZUR 1971, auf den er sich bezieht, spricht von wesentlich größeren Wassertiefen. Da der Autor die Zlambachfazies bzw. die Umgebung der Hallstätter Graukalke selbst untersucht hat (eine Arbeit zur Mikrofauna der Zlambachschichten ist in Vorbereitung), ist aufgrund der Poriferen- und der Holothurienfauna eine Wassertiefe von mindestens 150 m anzunehmen.

Auf die Kössener Schichten selbst wurde in dieser Studie nicht eingegangen, da diese vielmehr mit dem Dachsteinriffkomplex in Verbindung stehen, obwohl nach BOLZ 1974 eine Faziesverzahnung mit den Zlambachschichten möglich wäre, für den in Betracht gezogenen Raum allerdings nicht zur Diskussion steht.

Literatur

- BOLZ, H. (1974): Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden 2: Zur Fazies und Stratigraphie der Zlambach-Schichten. - *Senckenbergiana lethaea* 55, 1/5, 325-361, Frankfurt a. M.
- DONOFRIO, D.A. & H. MOSTLER (1977): Wenig beachtete Echinodermaten-Skelettelemente aus der alpinen Trias. - *Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck*, Bd. 6, 6, S. 1-27, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A. & H. MOSTLER (1978): Zur Verbreitung der Saturnalidae (Radiolarien) im Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und Südalpen. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd. 7, 5, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1971a): Zur Verwertbarkeit von Conodonten, Ostracoden und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. - *Geol.Zbornik-Geol.Carpatica*, 22, 105-130, 1 Tab., Taf. 1-6, Bratislava.
- KOZUR, H. (1971b): Die Bairdiacea der Trias. Teil I-III. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 1, H. 3, 5, 6; 27, 21, 28 Seiten, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1972a): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die "Zahnreihen-Conodonten" der Mittel- und Obertrias. - *Abh.Geol.B.-A.*, 28, H. 1, 36 S., Wien.
- KOZUR, H. (1972b): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskál (Balatonhochland, Ungarn). - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck* 1, H. 10, S. 1-36, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1974): Beiträge zur Paläoökologie der Triasconodonten. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd. 4, 7, S. 1-16, Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1974): Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. - *Geologica Carpathica* XXV, 1, S. 113-143, Bratislava.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I: Revision der Oberfamilie Coccodiscacea: HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd. 2, 8/9, S. 1-60, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1978): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil II: Oberfamilie Trematodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Festschrift W. Heißel, Bd. 8, S. 123-182, Innsbruck.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1962): Rotaliidea (Foraminiferen) aus der Trias der Ostalpen. - *Jb.Geol.B.-A.*, Sdb. 5, 47-78, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1972b): Eine neue triadische Foraminiferen-Gattung der Saccamminidae. - *N.Jb.Geol.Paläont.Mh.*, 1972, S. 527-537, Stuttgart.
- KRYSZYN, L. & W. SCHÖLLNERBERGER (1972): Die Hallstätter Trias des Salzkammerguts. - *Exkurs.-Führer Tagung Paläont.Ges.* 1972, S. 61-106, Graz (Paläont.Ges.).
- MOSTLER, H. (1971a): Ophiurenskelettelemente (äußere Skelettanhänge) aus der alpinen Trias. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 1, 9, S. 1-35, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1973c): Holothuriensklerite aus der alpinen Trias

- und ihre stratigraphische Bedeutung. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21 (1972), S. 729-744, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1976): Poriferenspiculae der alpinen Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 6, 5, S. 1-42, Innsbruck.
- MOSTLER, H.; SCHEURING, B. & M. URLICHS (1978): Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weißloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der suessi- und marshi-Zone auftretenden Conodonten. - Sonderdr. aus "Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias", Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., Bd. 4, Wien.
- SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 22 (1973), Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - 580 S., Franz Deuticke, Wien.
- TOZER, E. (1971): Triassic Time and Ammonoids; Problems and Proposals. - Canadian J. Earth Sci., 8, 989-1031, Ottawa.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

- Fig. 1: Ausgefallener Typus eines Megaclons (Ähnlichkeiten bestehen sowohl zum Didymoclon als auch zum Rhabdoclon, was die Ausbildung der Zygome betrifft, deren Enden eine lappige Verbreiterung zeigen).
- Fig. 2-4, 7: Phyllotriaene Nadeln (Fig. 2 zeigt eine Form mit ungleichmäßiger dichotomer Aufspaltung der Kladisken; Fig. 4 nähert sich schon einem Symphyllotriaene; bei Exemplar 7 ist die ursprünglich aus drei Kladisken hervorgehende Aufspaltung kaum mehr zu rekonstruieren).
- Fig. 5, 8: Rhizoclone Nadeln (es handelt sich hierbei um die einzigen bekannt gewordenen Typen in den Pötschenkalken).
- Fig. 6, 15: Rhabdoclone Nadeln.
- Fig. 9-11: Mikroskleren (Amphidisk); der 150 x vergrößerte Nadelteil zeigt die in 8 Strahlen gegliederte, stark zurückgebogene Querscheibe bzw. in der Mitte ein achteckiges "Foramen".
- Fig. 12: Protriaene Nadel (selten in den obernorischen Pötschenkalken auftretend).
- Fig. 13-14, 19: Kurzstielige Poriferen mit ästiger Wurzel und exothekalen Auswüchsen am oberen Stielabschnitt

- (Fig. 13 Ansicht auf den Wurzelteil von unten; 150 x vergrößert).
- Fig. 16-17: Zwei häufige Typen von orthodichotriaenen Nadeln mit reuziertem Rhabd.
- Fig. 18: Amphistrongyl in Glaukoniterhaltung.

TAFEL 2

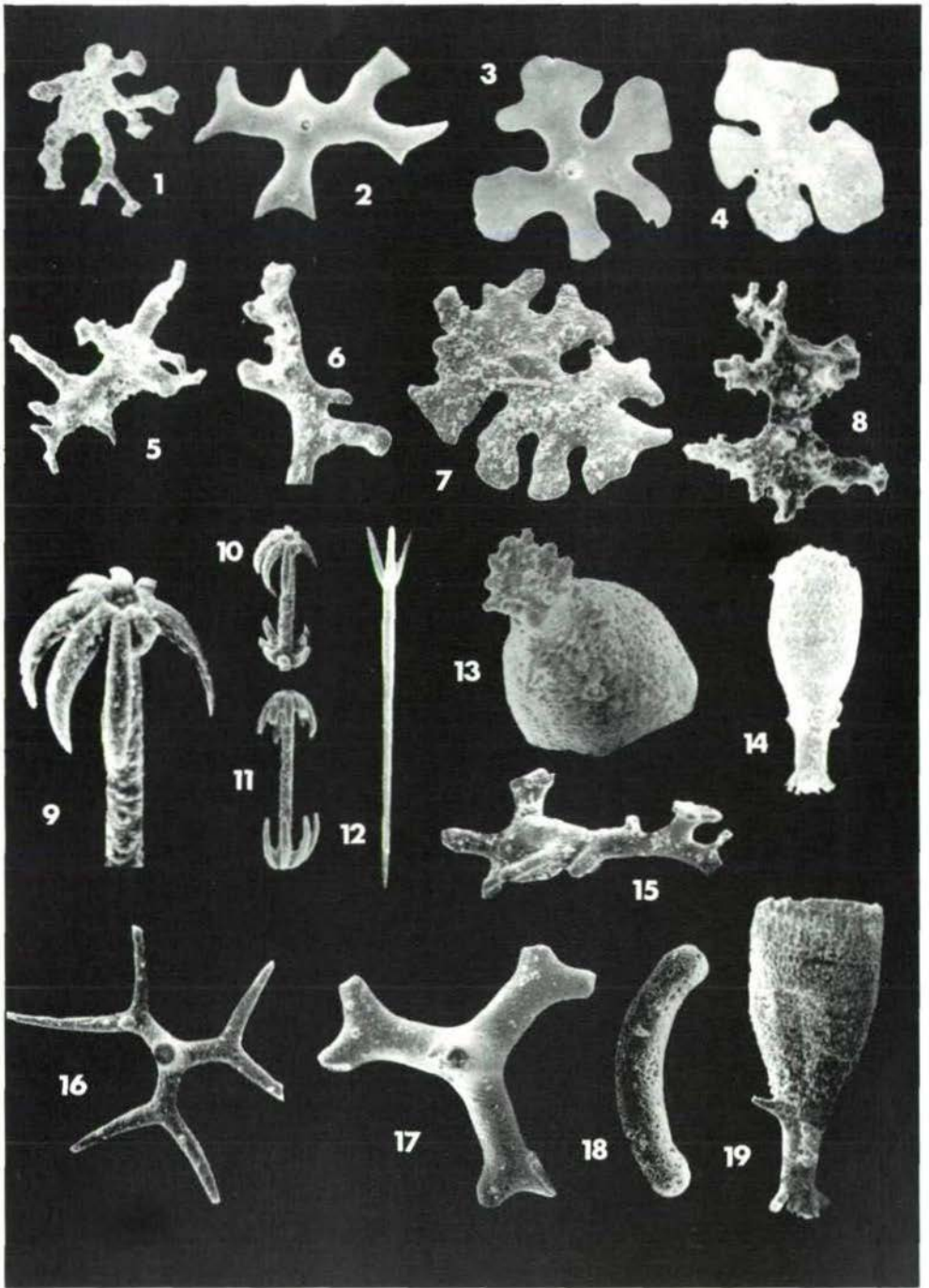
- Fig. 1: Gekrümmtes Amphiox, sehr häufig vorkommend.
- Fig. 2, 7, 10: Orthodichotriaene Nadeln mit reuziertem Rhabd bzw. mit wulst- bzw. knotenartig verdickten Kladisken (Fig. 10 mit nur einem dichotom verzweigten Ast).
- Fig. 3, 6: Triaene Nadeln mit reuziertem Rhabd; die drei Strahlen sind örtlich verdickt (Fig. 6 in Glaukoniterhaltung).
- Fig. 4: Stark verdicktes Hexactin.
- Fig. 5, 12: Zwei anadiaene Nadeltypen (der Typus, in Fig. 5 abgebildet, kommt im Nor selten vor).
- Fig. 8, 11: Anatetraene Nadeln (Fig. 11 von unten betrachtet).
- Fig. 9: Hexactin mit stark aufgeblähtem Rhabd.
- Fig. 13: Acanthomesotriaene Nadel (der obere Teil des Rhabds ist sehr kurz bzw. nur in Form eines Knotens ausgebildet).
- Fig. 14: Mikrofsklere (Sigmatoid).
- Fig. 15: Acanthoxytrioide Nadel.
- Fig. 16: "Oxycriccaltrop" (der Knopf könnte auch ein Rest des Rhabds sein, dann würde diese Form schon zu den mesotriaenen Nadeln zu rechnen sein).
- Fig. 17: Pentactine Nadel mit langem gebogenen Rhabd.
- Fig. 18, 19: Polyactine Nadeln, vom Hexactin ableitbar (Fig. 19 zeigt schon Andeutung einer Ringstruktur).

TAFEL 3

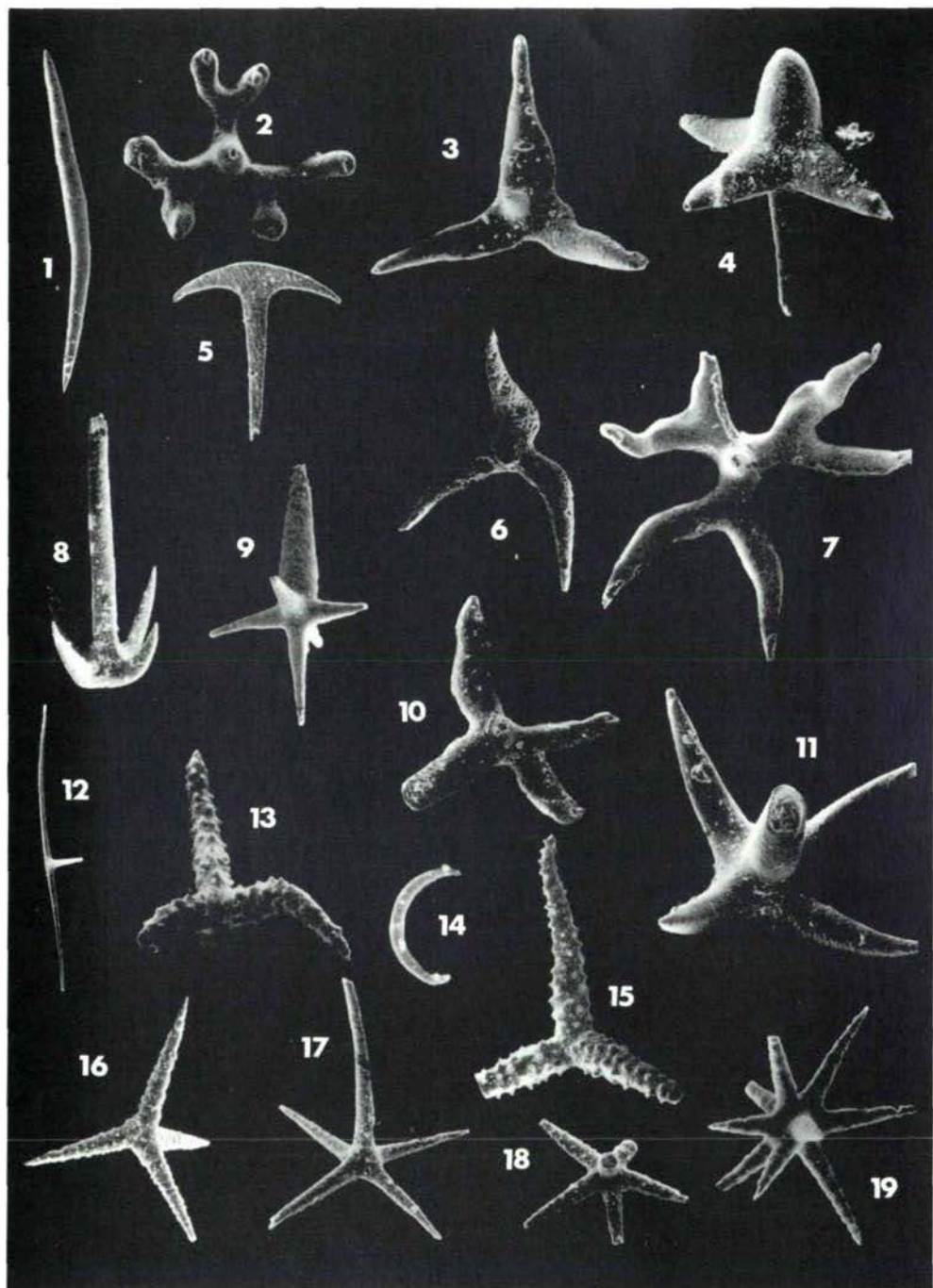
- Fig. 1-2: Ophiurenstachel: "Federstachel" (Fig. 1 von unten, Fig. 2 von der Seite).
- Fig. 3: Ophiurenstachel: "Dornen"-Stachel.
- Fig. 6, 10, 12: Tetracine Nadeln mit drei kurzen, stark bestachelten Kladisken (Fig. 10 nur 30 x vergrößert).
- Fig. 4-5, 11, 13, 17: Pedicellarien von Echiniden: Fig. 4 = eine tridentate Pedicellarie mit geschlitztem Blatt; Fig. 5 = tridentate Pedicellarie mit sehr langem Blatt (Ansicht seitlich von hinten, um die Längsleiste zu demonstrieren); Fig. 11 = tridentate Pedicellarie mit kurzem Blatt; Fig. 13 = Ophicephale Pedicellarie mit breitem, nach unten reichendem Artikulationsbogen und kurzen, eher stumpfen Sperrzähnen am Blatt;

- Fig. 17 = ophicephale Pedicellarie mit schmalem, kurzem Artikulationsbogen.
- Fig. 7-9: *Grodella ? hernsteinensis* KOZUR & MOSTLER (Fig. 7 = Teilausschnitt, um die Ausbildung der Basalgrube zu verdeutlichen).
- Fig. 14-16, 23: Poriferenbruchstücke (Skelett aus zusammengewachsenen Hexactinen bestehend).
- Fig. 19: *Oncodella paucidentata* (MOSTLER).
- Fig. 18, 20, 21: *Hindeodella (Metaprioniodus) andrusovi andrusovi* KOZUR & MOSTLER.
- Fig. 22: Tetractine Nadel, über die gesamte Länge der drei Kladisken bestachelt, ein vierter Strahl ist in Form eines Knopfs entwickelt (bisher nur aus obernorischen Zlambachschichten bekannt).
- Fig. 24-25: Ophiurenstachel: "Kronenstachel" von vorne und von der Seite.

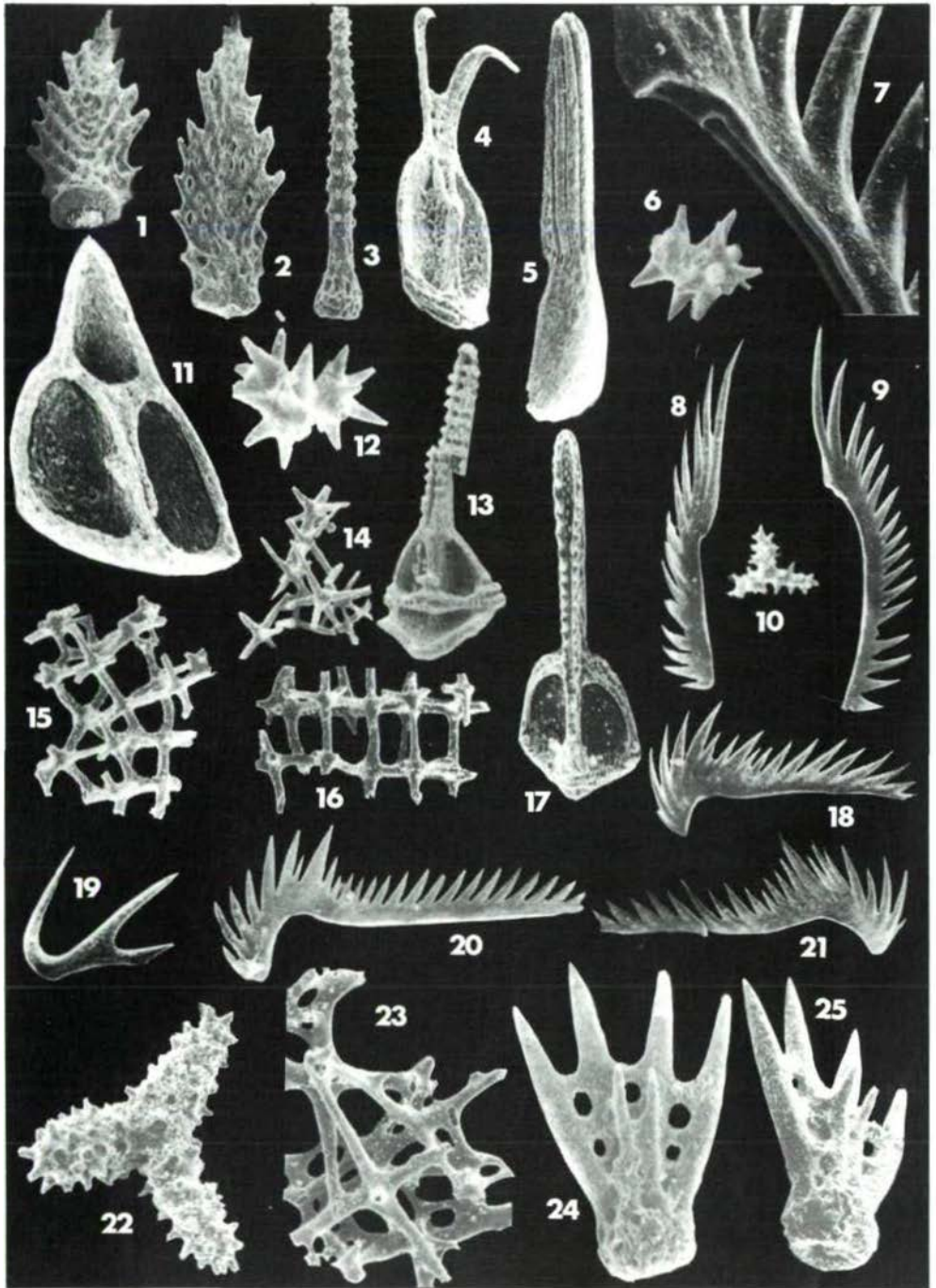
Tafel I



Tafel II



Tafel III



Die quartären Ablagerungen am Ausgang des Pitztals/Tirol

von C. Hieronymi^{†)}

Zusammenfassung

Im Rahmen von geologischen Untersuchungen am Ausgang des Pitztals (Tirol) wurden die quartären Ablagerungen zwischen Arzl und Wald neu auskartiert. Im Verlauf der Geländeuntersuchungen konnte festgestellt werden, daß die "Terrassenschotter", deren Altersstellung umstritten war (AMPFERER, 1908, 1916, 1935; MACHATSCHEK, 1933, 1934, 1935), von Grundmoräne überlagert werden. Analog den Untersuchungsergebnissen aus dem Raum Baumkirchen-Innsbruck (FLIRI et al., 1970, 1971) wurden die "Terrassenschotter" einem Interstadial vor Beginn der letzten großen Würmvereisung (Würm III) zugeordnet.

Abstract

As a part of geological investigations at the entrance of the Pitztal (Tirol) the pleistocene sediments between Arzl and Wald were mapped anew. In the course of field work it could be found out that the "Terrassenschotter" contested age (AMPFERER, 1908, 1916, 1935; MACHATSCHEK, 1933, 1934, 1935) were overlaid by moraine. Corresponding to the results yielded from research work in the Baumkirchen-Innsbruck region (FLIRI et al., 1970, 1971) the "Terrassenschotter" were coordinated to an interstadial proceeding the last big Wurmian glaciation (Würm III).

^{†)} Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Klaus Hieronymi, Geologisches Institut der Universität Frankfurt, Senckenberganlage 32-34, D-6000 Frankfurt

Einleitung

Am Ausgang des Pitztals (Tirol) ist eine Reihe verschiedener quartärer Ablagerungen aufgeschlossen, deren Altersstellung umstritten ist.

Besonders für AMPFERER und MACHATSCHKE waren sie Anlaß einer Reihe konträrer Veröffentlichungen, deren Kern die umstrittene Altersstellung der "Terrassenschotter" (AMPFERER, 1908) war.

Nach AMPFERER (1908) läßt sich das Pleistozän am Ausgang des Pitztals in drei Schichtglieder untergliedern: in eine basale Grundmoräne, die von Terrassenschottern überlagert wird, und in eine hangende Grundmoräne, die ursprünglich die gesamten Terrassenschotter überdeckte und heute bis auf geringe Reste erodiert ist (Abb. 2). Die einzelnen Schichtglieder zeigen folgende Ausbildung:

1) Liegende Grundmoräne

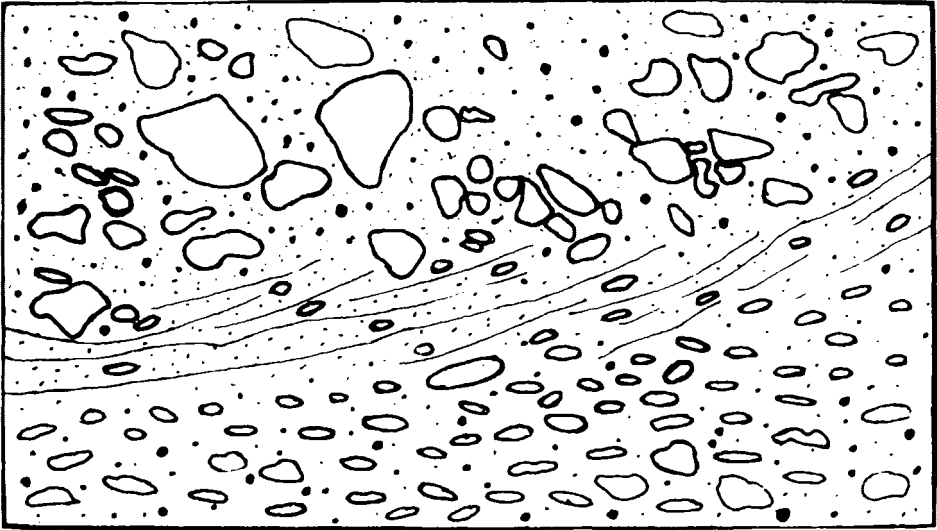
Ca. 250 m westlich des Bahnübergangs sind an der Straße Imst-Arzl Sedimente aufgeschlossen, die AMPFERER (1908) der basalen Grundmoräne zuordnet. Sie werden aus Metamorphitgeröllen (\emptyset bis 0,5 m) aufgebaut, die in einer sandig-siltigen Grundmasse eingelagert sind. Der Aufschluß ist nach allen Seiten mit Schutt umgeben, so daß ein Übergang zu den Terrassenschottern nicht aufgeschlossen ist.

2) Terrassenschotter

Einen guten Überblick über die Abfolge dieser Kiese, Sande, Schluffe und Tone ermöglichen die Aufschlüsse an der Straße Imst-Arzl sowie in der Gemeindesandgrube Arzl. Über einem z.Zt. nicht aufgeschlossenen Übergangsbereich zur basalen Grundmoräne folgen Wechsellagerungen von hellen, bis 2 m mächtigen, stark glimmerführenden Feinsanden (Mehlsanden) mit bis zu 20 cm mächtigen grau-grünen Schluffbänken. Die Sandkörner sind mittelmäßig gerundet, gut sortiert, und weisen einen hohen Glimmergehalt auf. Über dieser Serie setzen hellgelbe Quarzsande mit geringmächtigen Geröllzwischenlagen ein (Gemeindesandgrube Arzl), die Sandbänke sind z.T. bis 15 m mächtig, z.T. feingeschichtet, und werden aus kaum gerundeten Quarzkörnern aufgebaut. In den Geröllzwischenlagen ist das gesamte Spektrum der im Pitztal anstehenden Gesteine, zum überwiegenden Teil jedoch Metamorphitgerölle, vertreten.

3) Hangende Grundmoräne

Ausgehend von einem Aufschluß östlich der Ortschaft Wald (Abb. 1), einem Vorkommen amphibolitischen Blockschutts (Blöcke bis 20 m³) und Aufschlüssen im Neubaugebiet nördlich des Ostersteins, konnten Moränenablagerungen ausgeschieden werden, die eindeutig die Terrassensedimente überlagern (Abb. 1).



50 cm

Abb. 1:

Schotter, z.T. schrägschichtet, mit eingeregeltten Geröllen, die von unregeltten, unsortierten, z.T. schluffreichen Moränenablagerungen überdeckt werden. Die Schotter werden dem Interstadial vor der letzten Würmvereisung (Würm III) zugerechnet. Zeichnung nach einer Fotografie eines Aufschlusses östlich Wald.

4) Postglaziale Ablagerungen

In der Gemeindesandgrube Arzl konnten im Hangenden der mächtigen Quarzsandlagen geringmächtige Sande und Schotter abgetrennt werden, die durch eine deutliche Diskordanz von den unterlagernden Terrassenschottern getrennt werden. Im Gegensatz zu diesen zeigen sie kleinräumig Schräg- und Kreuzschichtung mit Sandlinsen und werden aus Metamorphitgeröllen aufgebaut. Sie treten im Kartiergebiet an verschiedenen Stellen in unterschiedlicher Meereshöhe, immer aber dicht unter der rezenten Bodenbildung auf.

Diskussion

Von keinem der zahlreichen Bearbeiter des Quartärs des oberen Inntals wird AMPFERERs Einstufung der Lockersedimente westlich des Bahnübergangs am Bahnhof Pitztal als basaler Grundmoräne widersprochen.

Über die Einstufung und Genese der Terrassensedimente gibt es unterschiedliche Auffassungen von AMPFERER und MACHATSCHEK. Während AMPFERER (1908, 1935) wiederholt die Meinung vertritt, bei den Terrassenschottern handle es sich um interglaziale Sande und Schotter, die je von einer Moräne unterlagert (Riß) und überlagert (Würm) werden, ist MACHATSCHEK (1935) der Ansicht, daß es sich bei diesen Gesteinen um postglaziale Ablagerungen

des Pitzbachs handelt. So sieht er in dem Blockwerk östlich Wald eine "letzte Aufschwemmung auf ihrem (Pitztaler Ache) Schuttkegel".

Um Hinweise auf eine eventuelle Eisbedeckung und damit einen Hinweis auf die Altersstellung der Terrassenschotter zu erhalten, wurden durch die freundliche Vermittlung von Herrn Dipl.-Ing. MÜLLER am Hess. Landesamt f. Bodenforschung, Wiesbaden, Drucksetzungsversuche an Tonproben aus den Terrassenschottern durchgeführt, aus denen man aufgrund des Verlaufs der Zeitsetzungslinie auf eine "fossile" Vorbelastung und somit auf eine eventuelle Eisüberdeckung schließen kann (BERNHARD 1963). Die an fünf Tonproben aus der Gemeindegandgrube Arzl festgestellten Vorbelastungen lassen vermuten, daß die Terrassenschotter nicht von Eis überlagert wurden. Dagegen sprechen jedoch die Geländebefunde:

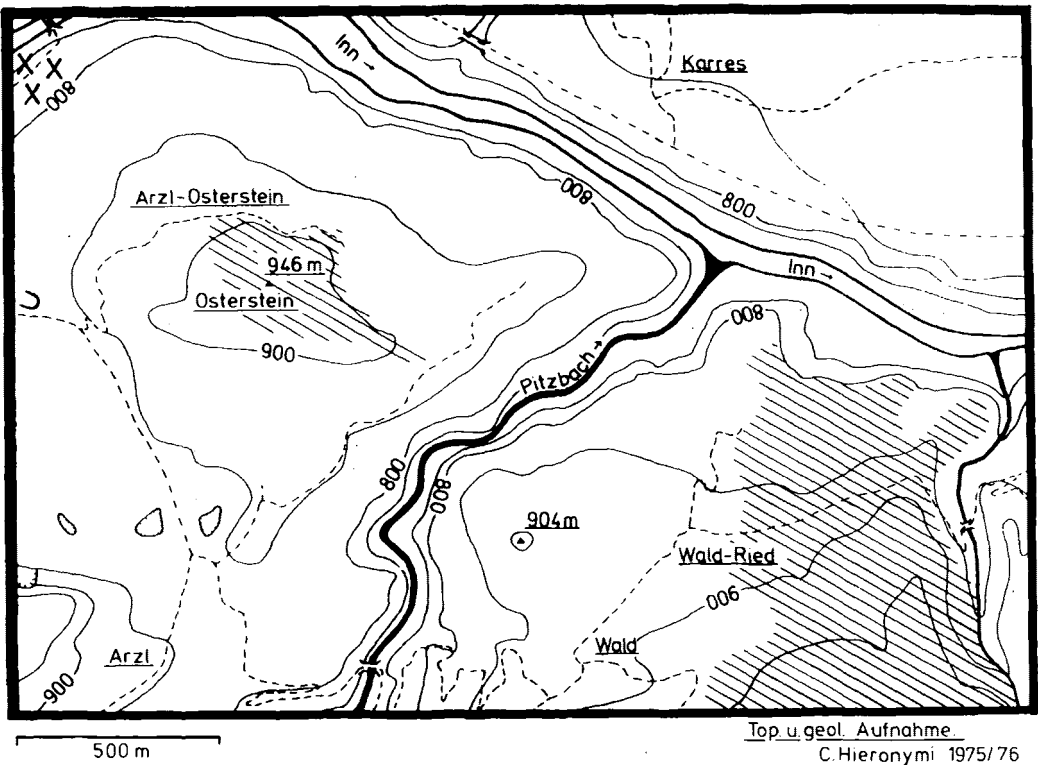


Abb. 2:

Verbreitung der Grundmoränenvorkommen (Würm III) im Hangenden der Terrassenschotter. Die Würm III-Moräne wurde schraffiert, die Ablagerungen einer frühen Vereisung (liegende Grundmoräne) durch Kreuzsignatur dargestellt.

Die Terrassenschotter werden von Moräne überlagert. Neben den bereits bekannten Moränenresten im Osten des Kartiergebiets konnte bei Arzl-Osterstein ein Vorkommen typischer Grundmoräne auskartiert werden (Abb. 2), das den gesamten Nordhang des Ostersteins bedeckt und ebenfalls die Terrassenschotter überlagert.

Der Unterschied zwischen Geländebefund und den Ergebnissen der Belastungsuntersuchungen ist wahrscheinlich durch die geringe Entnahmetiefe der Proben bedingt. Frosteinflüsse und die Einwirkungen der Pflanzendecke bedingen eine Auflockerung der Tone. Dies kann, in Zusammenhang mit dem hohen Schluffgehalt, die Ursache für die hohe Kompressibilität und damit einer scheinbar geringen Vorbelastung der Proben sein.

Aus den Ergebnissen der Geländeuntersuchungen läßt sich deshalb folgendes Bild des Ablagerungsraums im Quartär geben:

Nach Rückzug der Würm I- und Würm II-Vergletscherung bildete sich, wahrscheinlich durch die Verlegung des Gurgltals bei Imst (AMPFERER 1908) ein großer (Stau-) See im oberen Inntal. Zu Beginn entwässerte die Pitztaler Ache nach Westen zu diesem See hin und baute dabei die von AMPFERER (1908) als Terrassenschotter bezeichneten Sande und Kiese auf. Mit zunehmendem Anstieg des Seespiegels wurden Tone und Feinsande bis in die Gemeinesandgrube Arzl (840 m) abgelagert. Die im Hangenden folgenden Quarzsande repräsentieren nach AMPFERER (1908, 1935) Deltaschüttungen in diesen See. Zu einem späteren Zeitpunkt ist auch eine Richtungsänderung der Pitztaler Ache nach Osten, in Richtung Wald zum heutigen Inntal hin möglich (MACHATSCHEK 1933).

Im Zug einer erneuten Vergletscherung (Würm III) wurde dieser Sedimentstapel von Grundmoräne überdeckt (Abb. 1). Am Ausgang des Pitztals dürfte vorwiegend ein vom Pitztal ausgehender Eisstrom am Aufbau der Moräne beteiligt gewesen sein, da kein kalkalpines Material in den Moränenablagerungen gefunden wurde. Nach Rückzug der letzten Würmvergletscherung schnitten sich Pitztaler Ache und Inn in diese Grundmoräne ein und erodierten sie bis auf geringe Reste (Abb. 2). Die Ausdehnung dieses mäandrierenden Flußsystems läßt sich noch heute im Kartiergebiet recht gut verfolgen. Sowohl im Gelände als auch im Luftbild sind die Terrassen der Pitztaler Ache gut gegen das unruhige Relief der Bereiche, in denen die Grundmoräne nicht abgetragen wurde, abzugrenzen. Diese (Prä-) Pitztaler Ache dürfte auch die im Untersuchungsgebiet über den Terrassenschottern auftretenden schrägeschichteten feinkörnigen Schotter abgelagert haben.

Mit weiterer relativer Hebung des "Riegels von Karres" (BLAAS 1890/91) oder aber durch Senkung des Erosionsniveaus begannen Pitztaler Ache und Inn sich durch die quartäre Bedeckung hindurch in die mesozoischen (? paläozoischen) Gesteine einzugraben; zum heutigen Zeitpunkt beträgt die Eintiefung etwa 70 m. Zwei morphologische Senken nördlich Arzl, die nach näheren Untersuchungen als eine, durch einen Straßendamm getrennte ovale Furche zu erkennen waren, wurden von MACHATSCHEK (1936) als Toteislöcher gedeutet. Innerhalb dieser Furche sind jedoch kleine Terrassen ausgebildet, die vermuten lassen, daß es sich

hier um einen verlegten Mäander eines frühen Pitzbachs handelt. Ein antropogener Einfluß (Ackerbauterrassen) kann jedoch nicht ausgeschlossen werden.

Nachwort

Die vorliegende Arbeit war Teil meiner Diplomkartierung und wurde von Prof. Dr. H. KRUMM und Herrn Dr. H. ZORN, Universität Frankfurt, betreut, denen ich für zahlreiche Geländebegehungen zu Dank verpflichtet bin. Weiters bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER, Universität Innsbruck, und bei den Mitgliedern der Luftbildstelle (Photogrammetrie) der Tiroler Landesregierung für die Beschaffung und Mithilfe bei der Auswertung von Luftbildern. Nicht zuletzt bedanke ich mich bei Herrn Doz. Dr. W. RESCH, Universität Innsbruck, für die Durchsicht des Manuskripts und beim DAAD, der dieses Vorhaben durch ein Stipendium unterstützte.

Literatur

- AMPFERER, O. (1904): Studien über die Inntalterrassen. - Jb. k.k. geol.R.-A., 54, S. 91-160, Wien.
- AMPFERER, O. (1908): Über die Entstehung der Inntalterrassen. - Verh.k.k.geol.R.-A., 1908, Nr. 2 u. 3, S. 88-97, Wien.
- AMPFERER, O. (1916): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. - Jb.k.k.geol.R.-A., 65, S.289-316, Wien.
- AMPFERER, O. (1935): Nachträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. - Jb.geol.B.-A., 85, S. 343-366, Wien.
- BERNHARD, H. (1963): Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in Nordwestniedersachsen. - Mitt.Geol.Inst.TH Hannover, 1, 168 S., Hannover.
- BLAAS, J. (1891): Notizen über diluvio-glaciale Ablagerungen im Inngebiete. - Ber.Nat.-Med.Ver.Innsbruck, XIX. Jg. 1889/90 und 1890/91, B.Abh., S. 92-136, Innsbruck.
- FLIRI, F.; BORTENSCHLAGER, S.; FELBER, H.; HEISSEL, W.; HILSCHER, H. & W. RESCH (1970): Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). - Z. f. Gletscherkd.z.Glazialgeol., VI, H.1-2, S.5-35.
- FLIRI, F.; HILSCHER, H. & V. MARKGRAF (1971): Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bänderton von Baumkirchen, Inntal, Tirol). - Z.f. Gletscherkd.u. Glazialgeol., VII, H. 1-2, S. 5-25.
- MACHATSCHEK, F. (1933): Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet. - Mitt.Geogr.Ges., Wien, 76, S.5-48, Wien.
- MACHATSCHEK, F. (1934): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. - Mitt.Geogr.Ges.Wien, 77, Wien.
- MACHATSCHEK, F. (1936): Nochmals zur Glazialgeologie des oberen Inntals. - Verh.geol.B.-A., 1936, S. 125-132, Wien.

Das Raibler Becken: eine paläogeographische Rekonstruktion aus dem südalpinen Karn von Raibl (Cave del Predil, Italien)

von H.M. Lieberman⁺)

Zusammenfassung

Basierend auf litho- und biostratigraphischen sowie tektonischen Untersuchungen im Gebiet von Raibl (Cave del Predil, Italien), wurde im Anschluß zur Arbeit von ASSERETO et al. (1968) der Versuch einer paläogeographischen Rekonstruktion für verschiedene Abschnitte der karnischen Stufe gemacht. Es konnte gezeigt werden, daß aufgrund synsedimentärer tektonischer Aktivität sich an der Wende Ladin/Karn ein lokales Einbruchsbecken bildete, in dem sich während des gesamten Karns Beckensedimente (Raiblgruppe = Raibler Schichten) ablagerten, welche in den Südalpen sonst meist auf das obere Jul beschränkt sind.

⁺) Anschrift des Verfassers: Dr. Henry M. Lieberman, Wollergasse 4/9, A-1190 Wien

Abstract

Based on a litho- and biostratigraphic, as well as a tectonic study of the area of Raibl (Cave del Predil, northeastern Italy), a paleogeographic reconstruction for various periods within the Carnian stage is attempted, following the model of ASSERETO et al. (1968). It is shown that, due to synsedimentary tectonic activity, a local collapse basin formed at the Ladinian/Carnian boundary, which was subsequently filled by basinal sediments (Raibl Group) during the entire Carnian, as opposed to their usually more restricted range (upper Julian substage) within the Southern Alps.

Résumé

Basé sur des recherches lithostratigraphiques et biostratigraphiques ainsi que tectoniques menées dans la Région de Raibl (Cave del Predil, Italie), un essai de reconstruction paléogéographique pour plusieurs périodes dans le carnien est présenté, à la suite du modèle proposé par ASSERETO et al. (1968). On démontre comment, à la suite d'activités tectoniques synsédimentaires, s'est formé, au passage du ladinien au carnien, un bassin d'écroulement, dans lequel se sont déposés des sédiments de Faciès de bassin (Groupe de Raibl) durant tout le Carnien; dans les Alpes Méridionales, ceux-ci sont généralement de durée plus courte (partie supérieure du sous-étage julien).

1. Einleitung

Diese Arbeit bildet einen Auszug aus einer Dissertation über die Typlokalität der Raiblgruppe (= Raibler Schichten der Südalpen), die 1976 begonnen und im Sommer 1978 abgeschlossen wurde. Die wichtigsten Ergebnisse der Gesamtbearbeitung wurden in LIEBERMAN 1978 beschrieben und lassen sich wie folgt rekapitulieren:

- Die Raiblgruppe (ASSERETO et al. 1968) läßt sich in der Typlokalität Raibl (Cave del Predil, Nordostitalien) nicht in vier Formationen im Sinne von HEDBERG 1976 gliedern, wie dies von ALLASINAZ 1966 angenommen wurde, sondern in fünf.
- Die Ammonitenfauna aus den tieferen Anteilen der Gruppe (= "Fischschiefer" sensu SUESS 1867) konnte durch Neufunde im Anstehenden eindeutig als der aon-Subzone im Sinne von KRYSZYN 1978 zugehörig angesehen werden; damit ist das Einsetzen der Sedimentation der Einheiten der Gruppe im tiefsten Karn belegt.
- Conodontenfunde aus der Torformation (sensu SUESS 1867, non ALLASINAZ & ASSERETO 1968) erlauben es, den Großteil dieser Formation in die julische Unterstufe zu stellen, und nicht, wie bisher, in die tuvalische.
- Die Ausscheidung der fünften Einheit (Carnitzaformation), die Conodonten des oberen Tuvals geliefert hat, ermöglicht es, durch deren Verzahnen mit Obertriasplattformdolomit (Dolomia principale) das Einsetzen der Hauptdolomit- bzw. Dachsteindolomit-sedimentation der Obertrias an die Wende Jul/Tuval zu stellen, und nicht an die Wende Karn/Nor; diese für Raibl geltende Annahme könnte auch für die Nördlichen Kalkalpen gültig sein.

Es soll nun versucht werden, aufgrund der im Gelände aufgesammelten litho- und biostratigraphischen sowie tektonischen Daten eine Rekonstruktion der Paläogeographie des Gebiets für die Zeit des Karns zusammenzustellen. Paläogeographische Untersuchungen basieren zwar meist auf großräumig aufgesammelten Daten, aber in Raibl geschah im Karn so viel "Großräumiges", daß man auch in diesem kleinen Gebiet einige Rückschlüsse ziehen kann.

Ich möchte mich an dieser Stelle bei folgenden Personen für ihre Hilfe bei der Fertigstellung dieser Arbeit bedanken: Prof. Dr. H. ZAPFE, Vorstand des Instituts für Paläontologie der Universität Wien, für die Vergabe des Themas und für die Betreuung während der Bearbeitung, sowie bei Dr. L. KRYSZYN und Dr. W. PILLER (beide Wien) und Dr. G. TICHY (Salzburg) für ihre Ratschläge und Diskussionen. Für die finanzielle Unterstützung möchte ich mich beim Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt 828) bedanken.

2. Das Raibler Becken und seine paläogeographische Bedeutung

Die Untersuchung der Raiblgruppe an der Typlokalität hat einen für die paläogeographische Rekonstruktion wichtigen Faktor ergeben: den deutlichen faziellen Unterschied zwischen den drei tieferen Formationen (Predil, Rio del Lago und Conzen) und den zwei höheren (Tor und Carnizza). Aus der litho- und biofaziellen Betrachtung der drei erstgenannten (LIEBERMAN 1978) geht eindeutig hervor, daß diese in einem lokal begrenzten Becken entstanden, während rundherum die beckenumrahmende Plattform (in Form von Cassianer Dolomit) weiterwuchs.

Das Entstehen des Raibler Beckens wird auf synsedimentäre tektonische Aktivität an der Wende Ladin/Karn zurückgeführt; für diese Aktivität gibt es im südalpin/dinarischen Raum zahlreiche Hinweise (CHOROWITZ 1977). Im Raum von Raibl wird die synsedimentäre Tektonik durch folgende Hinweise belegt:

- Störungen, die nur auf dem die Raiblgruppe unterlagernden Schlerndolomit bzw. noch auf die tiefsten Anteile der Raiblgruppe selbst beschränkt sind; im Gegensatz dazu gibt es auch solche Störungen, die die gesamte Gruppe sowie den darüber vorkommenden Dolomia principale durchschlagen und somit eindeutig alpidischen Ursprungs sind.

In der Predilformation sowie in den tieferen Anteilen der Rio-del-Lago-Formation kommen, meist an die synsedimentären Störungen gebunden, Gleitfalten und sedimentäre Breccien vor.

Die W-E-Abgrenzung des Beckens ist leicht feststellbar: dieses und die darin beinhalteten Formen reichen vom Wolfsberger Tal (Valbruna) im W bis zum Schlizzatal (Tal von Raibl, Valle Slizza) im E. Während an der Ostflanke des Wolfsberger Tals die zwei tieferen Formationen der Gruppe vor allem durch tektonische Anschoppung mächtig aufgeschlossen sind, kommen sie an der Westseite überhaupt nicht vor. Ebenfalls an der Ostseite des Schlizzatals ist eine rasche Mächtigkeitsabnahme dieser Einheiten von über 600 m auf 0 m festzustellen., wobei an dieser Stelle auch die vorhin erwähnten synsedimentär angelegten Störungen den Eindruck eines gestaffelten Bruchsystems vermitteln. In W-E-Richtung ist das Raibler Becken etwa 6 km weit; die N-S-Dimension ist nicht mehr feststellbar, dürfte aber geringer gewesen sein.

Über die paläogeographischen Begebenheiten machten sich schon ASSERETO et al. (1968) Gedanken. In Abb. 1, S. 12, werden drei Stufen der Entwicklung für das Anis, das Unterladin und das tiefste Karn gegeben (Abb. 1). Es soll nun versucht werden, aufgrund der aufgesammelten stratigraphischen und tektonischen Daten diese Rekonstruktion für die gesamte karnische Stufe weiterzuführen.

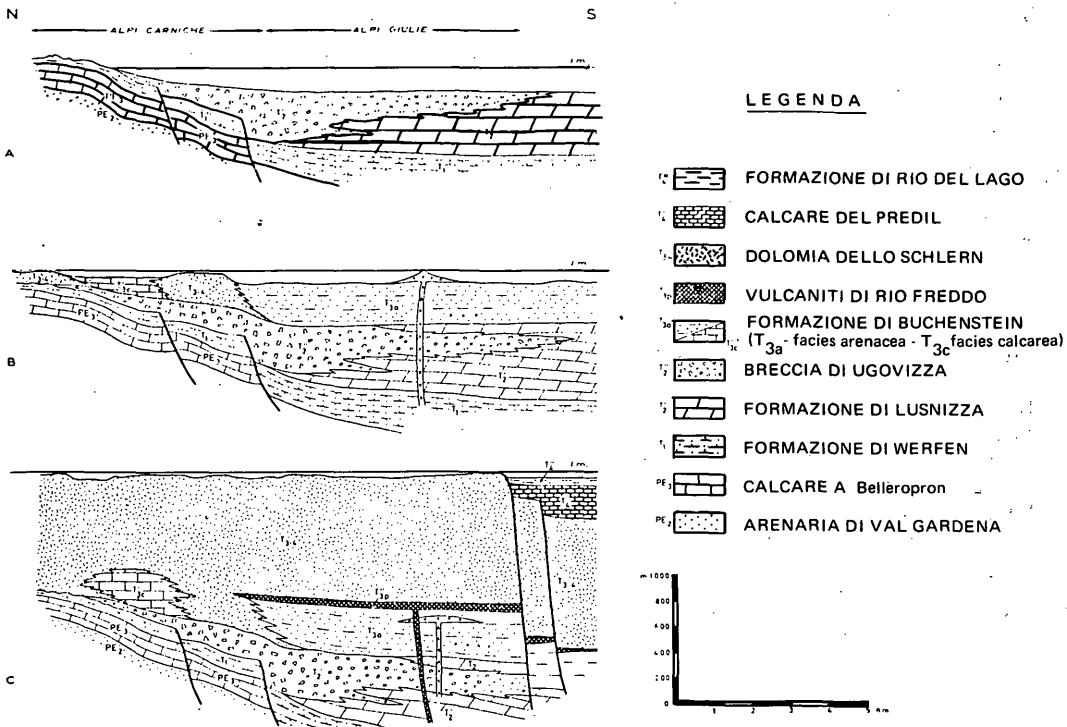


Abb. 1: Versuch einer Rekonstruktion der paläogeographischen und strukturellen Evolution im Tarviser Gebiet während der Mitteltrias. - Aus: ASSERETO et al., 1968, S. 12

a) Wende Ladin/Karn

Nach der Beendigung des lokalen Vulkanismus im mittleren Ladin (Bildung der Kaltwasservulkanite - vulcaniti di Rio Freddo) gewann die Riff-Plattformsedimentation während des Oberladins im gesamten Gebiet die Oberhand; die Plattformkarbonate der Schlernformation (= Schlerndolomit) erreichten hier über 1000 m Mächtigkeit. Das regelmäßige Vorhandensein von Schlerndolomit im Oberladin zeugt von einem tektonischen Ruhestadium.

Strukturgeologische und stratigraphische Untersuchungen in den Dinariden und Südalpen (CHOROWITZ 1977) haben für diesen Raum im höchsten Ladin tektonische Aktivität nachweisen können. Im speziellen Fall von Raibl scheint dies gestaffelte Brüche in der Plattform hervorgerufen zu haben, die die Bildung eines Einbruchbeckens (Raibler Becken) bewirkten. In diesem Becken wurde nun feinkörniges terrigenes Material abgelagert, das vermutlich mittels Strömungen über die Plattform her transportiert wurde; die plötzliche Vertiefung bewirkte wohl eine Verlangsamung der Strömungsgeschwindigkeit, was zum Absatz der Sedimente führte.

Diese Siliziklastika vermischten sich erst noch zu geringem Teil mit Karbonatsediment; als sich das Becken weiter vertiefte, kamen sie in Form von dünnplattigen Mergeln und Mergelkalken zur Ablagerung.

Wie (mit Ausnahme der Torformation) in allen Einheiten der Raiblgruppe sind, in der Gesamtschichtfolge gesehen, fossilführende Horizonte eher die Ausnahme als die Regel. Damit scheint es sicher zu sein, daß die Ablagerung in einem meist geschlossenen Milieu stattfand (in der Predilformation sind durchwegs Laminite feststellbar), mit nur gelegentlichem Kontakt zu Frischwasserzubringern.

Die tiefsten fossilführenden Schichten sind Mergelplatten, die an den Schichtflächen Pflanzenreste führen. Diese müssen nicht, wie es HOFMANN 1972, S. 232, angenommen hat, ein Anzeichen für Landnähe sein; in Gebieten rezenter Karbonatsedimentation (z.B. Karibik) können Landpflanzen durch Stürme oft weit über das Meer hinausgetragen werden, bevor sie in das marine Einbettungsmilieu kommen (= mündliche Mitteilung durch Dr. W. SCHLAGER, Miami). Diese Vorstellung paßt auch eher mit der geringen Korngröße des terrigenen Materials zusammen. Es kann also eine gewisse Entfernung vom Festland angenommen werden. Da im Norden das offene Meer angenommen wird, kam das terrigene Material wohl von südlicher Richtung her bzw. aus südwestlicher, da weiter westlich (Dolomiten) die Raiblgruppe (z.B. am Valparola W Cortina d'Ampezzo) wesentlich grobkörniger ausgebildet ist.

Fig. c in Abb. 1 zeigt ASSERETOs Vorstellung für den Randbereich des Beckens im tiefsten Karn. Die Absenkung des Beckens entlang mehr oder weniger N-S-gerichteter Störungen wird durch Gleitfallen im dm- bis m-Bereich belegt; weitaus größer angelegte Falten im 10 m-Bereich (beobachtet im Rinngaben, S Königsberg - Monte Re) weisen auf Rutschungen des Sediments über schiefe Ablagerungsflächen, die wahrscheinlich durch unregelmäßiges Absacken des Beckens zustandekamen; in der Tat gibt es hier fast keine Stelle, wo die Predilformation konkordant an den Schlerndolomit anschließt. Somit scheint es sicher zu sein, daß die Bruchtektonik, die im höchsten Ladin eingesetzt hatte, im unteren Karn sich fortsetzte. Extrem kurzfristig kam es zu einem Einwandern von mariner Fauna, unter anderem auch von Ammoniten, die eine Einstufung der tieferen Mergellagen in das unterste Karn erlauben; es handelt sich dabei vor allem um *Trachyceras aon* (MÜNSTER). Ein wichtiger Faktor ist das Vorhandensein von organischem Kohlenstoff (Bitumen) in allen Schichten der Predilformation und in vielen Einheiten der Raiblgruppe überhaupt; die Menge an Bitumen läßt sich nicht mit der relativ spärlich vorhandenen Fauna vereinbaren. Rezente Beobachtungen in der Karibik zeigen, daß Seepflanzen heute maßgeblich an der Lieferung von organischem Kohlenstoff in karbonatischen Sedimenten beteiligt sind. Seetang, der heute der Hauptlieferant organischen Kohlenstoffs in marinen Karbonatmilieu ist, fehlte in der Trias; es muß daher angenommen werden, daß Algen in großer Menge vorhanden waren, die zur Bitumenisierung beitrugen.

Parallel zum Auffüllen des Einbruchsbeckens kam es zu einer Änderung in der Ablagerung im Plattformbereich. Ähnlich wie in den östlichen Dolomiten (ASSERETO et al., 1977) setzte an der Wende Ladin/Karn die Bildung des Schlerndolomits aus und dieser wurde durch den gebankten, primär fossilreicheren Cassianer Dolomit abgelöst. Trotz der Altersgleichheit verzahnt sich der Cassianer Dolomit wegen des tektonisch bedingten Niveauunterschieds nicht mit den tiefsten Beckenablagerungen (Abb. 2).

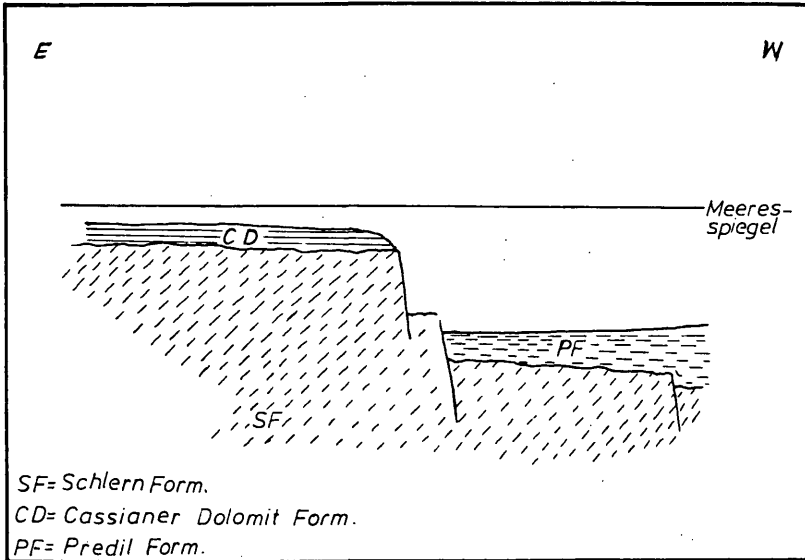


Abb. 2: Der Ostrand des Raibler Beckens im tiefsten Karn

b) Jul 1/I sensu KRYSZYN 1978 (= Cordevol)

Der Bitumengehalt spielt an der Grenze Predilformation/Rio-del-Lago-Formation ebenfalls eine wichtige Rolle. Hier setzt sie plötzlich aus; gleichzeitig steigt der Gehalt an Siliziklastika. Es läßt sich also sagen, daß ein plötzlich einsetzender Strom von terrigenem Material zur Erstickung des gesamten Lebens im Becken führte, so daß nur mehr oder weniger sterile Tonmergelabfolgen (" Taube Schiefer" von SUESS 1867) zur Ablagerung kamen.

Die tieferen Anteile der Rio-del-Lago-Formation weisen ebenfalls noch Gleitfaltungen auf; auch scheinen einige der synsedimentär angelegten Bruchlinien in die tiefsten Schichten der Formation einzudringen. Danach scheint aber tektonische Ruhe geherrscht zu haben und das Raibler Becken, das zu diesem Zeitpunkt etwa 200 m tiefer seinen Boden hatte als die umgebende Plattform,

begann sich mit terrigenen Sedimenten aufzufüllen, bis die Tiefenbedingungen für verstärkt karbonatische Sedimentation erneut erreicht wurden. Dieser Niveauunterschied wurde durch die Profilstärke zwischen den hangendsten beobachteten Gleitstrukturen und dem Beginn des höheren Karbonatgehalts in den Schichten der Formation ermittelt.

Gegen Ende der Sedimentation der Rio-del-Lago-Formation kam es zu einem Einengen des Beckenbereichs, in dem der Cassianer Dolomit der Plattform, die während der Zeit der Ablagerung der tiefen Raibler Formationen weitergewachsen war, begann, sich nach W auszubreiten (Abb. 3). Dieses Vorrücken der Plattform dürfte von kurzer Dauer gewesen sein; danach zog sie wieder nach E zurück, wobei sie sich mit der dritten Einheit des Raibler Beckens, der Conzenformation, verzahnte. Durch das Auffüllen des Beckens durch die Rio-del-Lago-Formation hatte sie an Tiefe verloren; es scheint sich bei diesen Kalken im Becken um Ablagerungen einer Plattformfazies etwas tieferen Wassers zu handeln. Das Vorkommen einzelner Dasycladaceen im obersten Kaltwassertal könnte ein Hinweis auf das Vorhandensein einzelner Riffstöcke im Becken sein (Abb. 4).

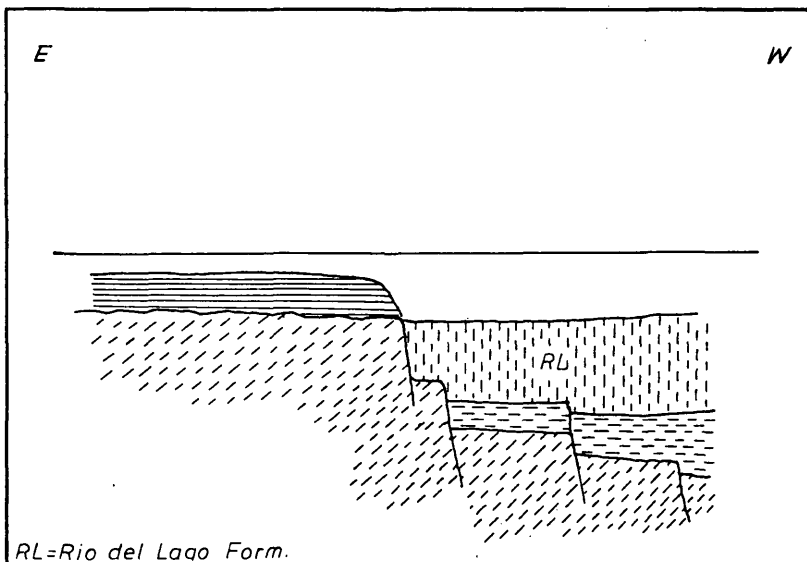


Abb. 3: Der Ostrand des Raibler Beckens am Ende des Jul 1/I

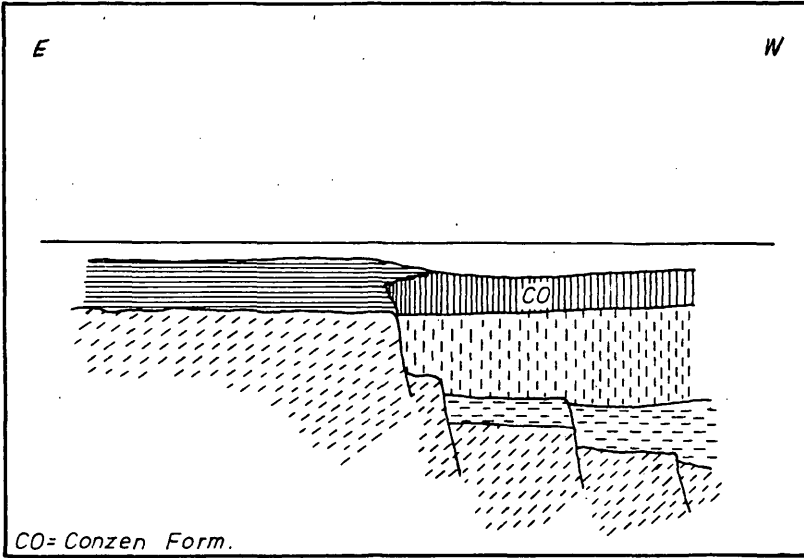


Abb. 4: Der Ostrand des Raibler Beckens an der Wende Jul 1/2

Das Vorhandensein von über 600 m Sediment im Einbruchsbecken, die innerhalb der Zeit einer Subzone zur Ablagerung kamen, erlaubt die Annahme einer raschen Sedimentationsrate.

c) Tieferes Jul 2

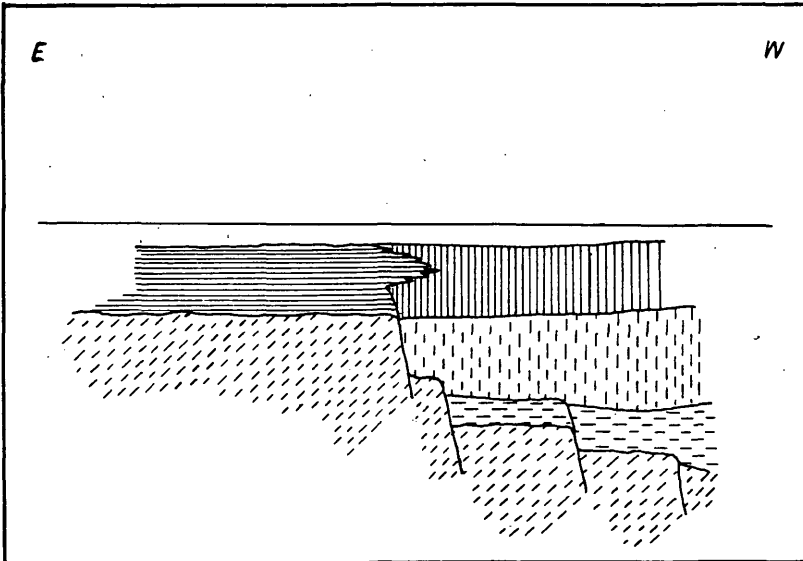


Abb. 5: Der Ostrand des Raibler Beckens etwa an der Wende Jul 2/I und Jul 2/II

Diese Sedimentationsrate dürfte sich im höheren Jul verlangsamt haben, wobei die der Conzenformation sich an jene des Cassianer Dolomits angepaßt zu haben scheint. Auf die etwas größere Tiefe des Milieus der Conzenformation wurde ja schon hingewiesen (LIEBERMAN 1978); gegen die Zeit etwa der Wende Jul 2/I-Jul 2/II kam es zu einer allgemeinen Nivellierung, wie es das Vorhandensein von *Neomegalodon triquetus* in den höchsten Lagen der Conzenformation und des Cassianer Dolomits beweist (Abb. 5).

d) Höheres Jul 2 bis Basis Tuval

Einen Hinweis auf die eben erwähnte Nivellierung liefert auch die relative fazielle Beständigkeit der Torformation, so wie ihre im gesamten Raibler Gebiet gleichmäßige Mächtigkeit. Somit kann auch nicht mehr von einem Raibler Becken gesprochen werden, da sich in einem großen Areal nördlich des südalpiner Plattformbereichs ein Riesenbecken gebildet hat, in dem nicht nur die Torformation, sondern der Großteil der übrigen südalpiner Raibler Formationen überhaupt, zur Ablagerung kommen. Es wird dadurch klar, daß die Mächtigkeit und das frühe Einsetzen der Raiblgruppe in der Typlokalität eine lokal begrenzte Erscheinung sind; im übrigen scheinen die südalpiner Raibler Schichten nur der Torformation bzw. den hangendsten Lagen der Conzenformation in der Typlokalität zu entsprechen.

Die Anreicherung der Fossilien an gewissen Profilen innerhalb der Torformation ist kaum an eine fazielle Differenziation innerhalb der Formation gebunden; viel eher scheinen die Vorkommen an der Torer Scharte und am Raibler Törl (Sella di Ursic - Portella) das Resultat einer Zusammenschwemmung des fossilen Materials zu sein. In der Tat kommen nur wenige sichere autochthone Arten vor, während viele Formen Hinweise auf eine N-S-gerichtete Einregelung geben, so daß auf einzelne kleine Schwemmkäle (? Priele in einem Wattbereich) innerhalb der Tonmergel- und -kalke der Torformation geschlossen werden kann (Abb. 6).

Zur relativen Datierung der bisher geschilderten Abläufe ist zu sagen, daß sie auf indirekten Schlußfolgerungen beruht, da es an diagnostischen Fossilien in der Raiblgruppe sowie in den Dolomiten der Schlern- und Cassianer Formation meist mangelt. Die dadurch entstandenen Modelle können sich also aufgrund neuer Funde zeitlich verschieben. Als Daten können vorgeschlagen werden:

- Predil- und Rio-del-Lago-Formation enthalten eine modifizierte Cassianer Fauna, dürften also beide in die aon-Subzone des tiefen Juls zu stellen sein (Jul 1/I nach KRISTYN 1978).
- Massiger Schlerndolomit wird an der Wende Ladin/Karn durch gebankten Cassianer Dolomit abgelöst; letzterer reicht aber in Raibl wesentlich höher (etwa bis an die Wende Jul 2/I - Jul 2/II, LIEBERMAN 1978) als in den Dolomiten.

Ebenfalls in LIEBERMAN 1978 befinden sich die Argumente, die die Einstufung der Torformation behandeln. Im Anschluß also an die bisher gehaltene relative Einstufung finden wir also während des höchsten Juls ein großräumiges, aber seichtes, offenes Becken und am Beginn des Tuvals ein plötzliches Nordrücken der

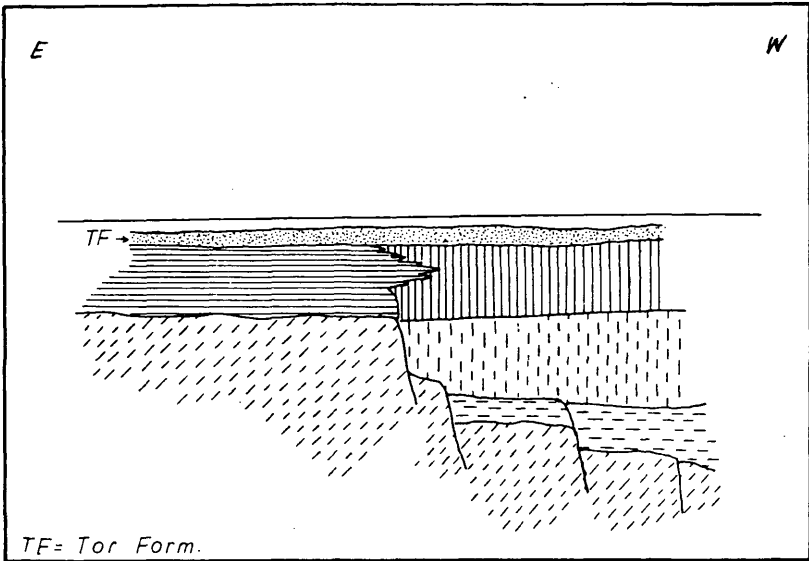


Abb. 6: Das Gebiet um Raibl im höchsten Jul

Plattform, bedingt durch eine Regression des sich nördlich befindenden offenen Meeresbereichs, so daß für den Großteil des südalpinen Raums die Phase der Beckensedimentation endgültig zu Ende ging (Abb. 7)

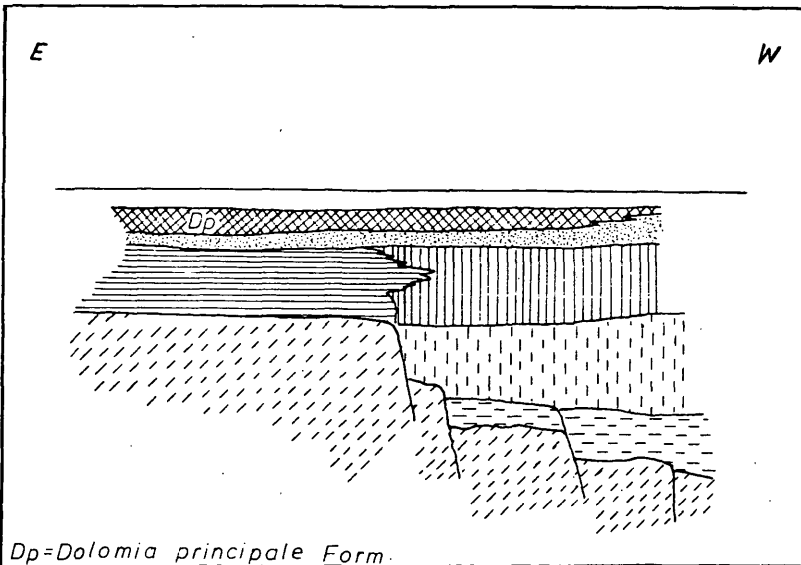


Abb. 7: Das Gebiet um Raibl an der Wende Jul/Tuval

e) Tuval 2-3

An einigen Stellen des südalpinen Raums sind Anzeichen für eine kurzzeitige Transgression des Beckenbereichs des offenen Meers vorhanden, in Form von Vorkommen fossilführender pelagischer Kalke, die sich mit den südlich davon befindlichen obertriadischen Plattformablagerungen verzahnen. Das Vorkommen pelagischer Faunen in der gesamten Mächtigkeit dieser Kalke der Carnitzaformation (LIEBERMAN 1978) weist auf eine Verbindung mit dem offenen Meeresbereich hin. Da im Süden von Raibl kein größeres Vorkommen oberkarnischer Beckenkalke vorkommt, muß dieses im N angenommen werden, auch wenn aufgrund der späteren Gebirgsbildung keine direkte Spur mehr vorhanden ist (Abb. 8).

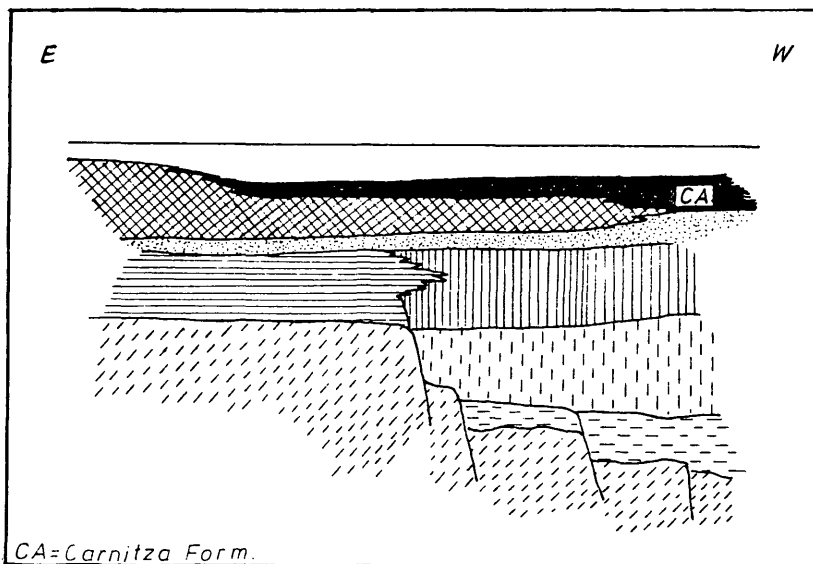


Abb. 8: Das Gebiet um Raibl im höheren Tuval

Obwohl die Conodontenführung in der Carnitzaformation aufgrund der Dolomitisation nicht bis ins Hangendste verfolgbar ist, dürfte aufgrund der Häufigkeitsstatistik der vorhandenen Arten aus den tieferen Lagen die Grenze Karn/Nor nicht in der Carnitzaformation, sondern in den tieferen Lagen der Dolomia principale, der darüber liegenden obertriadischen Plattformformation, zu suchen sein. Dennoch kann gesagt werden, daß es etwa an der Wende Karn/Nor zu einer neuerlichen Regression kam, so daß die Plattformfazies rasch nach N rückte und im gesamten südalpinen (ja vielleicht sogar im gesamtalpinen) Raum einen faziellen Ausgleich brachte (Abb. 9).

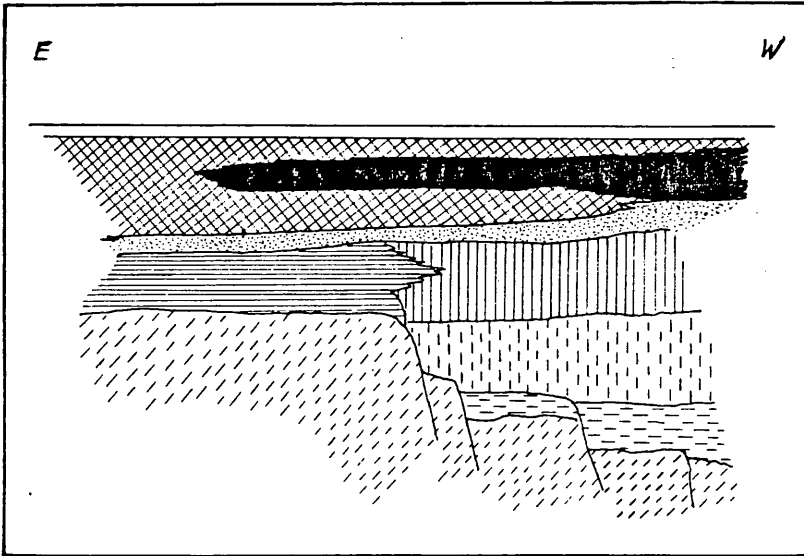


Abb. 9: Das Gebiet um Raibl etwa an der Wende Karn/Nor

Literatur

- ALLASINAZ, A. & R. ASSERETO (1968): Formazione di Tor. - Nuova tecnica grafica, Rom, 8 S., 1 Abb.
- ASSERETO, R. et al. (1968): Note illustrative della carta geologica d'Italia. - Foglio 14A: Tarvisio. - Servizi Geologico d'Italia, Rom, 70 S., 12 Abb.
- ASSERETO, R. et al. (1977): The Pb-Zn mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretations. - L'Industria Mineraria, fasc. nov.-dic. 1977, anno 28, Milano.
- CHOROWITZ, J. (1977): Etude géologique des Dinarides le long de la structure transversale Split-Karlovac (Yougoslavie). - Soc.Géol.Nord, 1, 331 S., 156 Abb., 10 Taf., Villeneuve d'Ascq.
- HEDBERG, H. (1976): International Stratigraphic Guide. - J. Wiley & Sons, New York, 200 S., 14 Abb.
- HOFMANN, W. (1972): Zur Lithofazies und Paläogeographie der Raibler Schichten in den Südtiroler Dolomiten und den östlichen angrenzenden Karnischen Alpen (Italien). - Mitt. Ges.Geol.Bergbaustud., 21, S. 225-234, 2 Taf., Innsbruck.
- KRYSTYN, L. (1978): Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. - Schriftenr.Erdwiss.Komm.Österr.Akad. Wiss., 4, S.37-75, 5 Taf., Wien.
- LIEBERMAN, H. (1978): Carnitza Formation - ein neuer Begriff für oberkarnische Beckenkalke der südlichen Kalkalpen bei Raibl (Cave del Predil, Italien). - Mitt.Ges.Geol. Bergbaustud., 25, S.35-62, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- SUESS, E. (1867): Raibl. In: SUESS, E. & E. MOJSISOVICS: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. - Jb.Geol.R.-A., 17, S. 554-574, Wien.

Zur Verbreitung der Saturnalidae (Radiolaria) im Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und Südalpen

von D.A. Donofrio und H. Mostler⁺

Zusammenfassung

Triadische, jurassische und kretazische radiolarienführende Sedimente, aus den Nördlichen Kalkalpen und Südalpen stammend, wurden hinsichtlich der Präsenz von Vertretern der Familie Saturnalidae DEFLANDRE 1953 untersucht.

Zunächst haben die Autoren festgehalten, daß man, im Gegensatz zu TAPPAN & LOEBLICH (1973) von keiner permotriadischen Krisenzeit der Radiolarien sprechen darf; die alpine Trias ist vielmehr sehr reich an Radiolarien (ca. 600 Arten), d.h. die mittel- bis obertriadischen Radiolarienfaunen stehen den oberjurassischen (aus Radiolariten und Aptychenschichten stammend) in keiner Weise nach. Auch Zweifel bezüglich der stratigraphischen Verwertbarkeit der Radiolarien konnten ausgeräumt werden, denn sowohl in der Trias als auch in Jura und Kreide eignen sich die Radiolarien ausgezeichnet für stratigraphische Korrelierungen.

Die ältesten Radiolarien aus dem nordalpinen Raum stammen aus oberanisischen (Pelson) Beckensedimenten (BECHSTÄDT & MOSTLER, in Druck). Ab dem Oberanis konnten innerhalb des Hallstätter Faziesraums durchgehend bis zur Rhät/Lias-Grenze Radiolarien nachgewiesen werden, während die Radiolarienführung in den Südalpen auf die Mitteltrias beschränkt ist.

Die ersten Vertreter der Saturnalidae setzen im hohen Cordevol der Nördlichen Kalkalpen ein; im Oberkarn und Unternor fehlen

⁺) Anschrift der Verfasser: Dr. Donato Antonio Donofrio und Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

sie bisher. Erst ab dem hohen Mittelnor sind sie wieder nachweisbar und setzen im Obenor (Sevat) massenhaft ein (Pötschenkalke, Zlambachsichten). In den Südalpen fehlen, trotz Überlieferung sehr reicher Radiolarienfaunen, die Saturnaliden.

Im Zuge unserer Untersuchungen wurden eine neue Gattung und 11 neue Arten beschrieben sowie die stratigraphische Bedeutung aller in unseren Faunen auftretenden Saturnaliden diskutiert. Von den 29 Arten der Gattung *Palaeosaturnalis* n.gen. sind 5 Arten auf das Cordevol, 17 Arten auf das Obenor beschränkt; die restlichen 7 Arten verteilen sich auf Oberjura und Kreide. Vertreter der Gattung *Acanthocircus* (SQUINABOL) emend. fehlen in der alpinen Trias und setzen erst massiv im Oberjura (Tithon) ein.

Aufgrund der in dieser Studie neu erarbeiteten stratigraphischen Erkenntnisse muß die von YAO 1972 aus Japan beschriebene Radiolarienfauna (YAO beschrieb nur Vertreter der Saturnalidae), deren stratigraphische Stellung bisher offen war, als eine oberjurassische betrachtet werden.

Summary

We examined Triassic, Jurassic and Cretaceous sediments containing radiolarians originating from the Nördliche Kalkalpen and the Südalpen with regard to the presence of representatives of the family Saturnalidae DEFLANDRE 1953.

At first the authors state that - as opposed to TAPPAN & LOEBLICH (1973) - one cannot speak of a crisis of the radiolarians in Permotriassic time. On the contrary, the Alpine Triassic has an abundance of radiolarians (approx. 600 species), i.e. the Middle and Upper Triassic of radiolarians is in no way inferior to the Upper Jurassic ones (originating from Radiolarites and Aptychenschichten). Concerning the stratigraphic utilizability of the radiolarians all doubts could be cleared away, because in the Triassic as well as in the Jurassic and the Cretaceous radiolarians are perfectly suitable for stratigraphic correlations.

In the Northern Alpine area the oldest radiolarians originate from Upper Anisian (Pelsonian) basin sediments (BECHSTÄDT & MOSTLER, in print). Since the Upper Anisian there was evidence of radiolarians in the Hallstatt-facies area up to the Rhaetian/Liassic border, whereas in the Südalpen radiolarians are restricted to the Middle Triassic.

The first representatives of the Saturnalidae can be found in the high Cordevolian of the Nördliche Kalkalpen; so far they are missing in the Upper Carnian and Lower Norian. There is no evidence of them until the high Middle Norian and they occur abundantly in the Upper Norian (Sevatian) (v. Pötschenkalke, Zlambachsichten). In the Südalpen there are no Saturnalidae, although there is a high content of radiolarians.

In the course of our examinations we describe one genus and 11 species. We also discuss the stratigraphic value of all Satur-

nalidae occurring in our fauna. Out of the 29 species of the genus *Palaeosaturnalis* n.gen. 5 species are restricted to the Cordevolian, 17 to the Upper Norian; the remaining 7 species are spread over Upper Jurassic and Cretaceous. Representatives of *Acanthocircus* (SQUINABOL) emend. are missing in the Alpine Triassic and do not start massively until the Upper Jurassic (Tithonian).

Based on the stratigraphic findings of this study, the radiolarian fauna described by YAO from Japan (YAO described only representatives of the Saturnalidae), the stratigraphic position of which had not been cleared up to now, has to be regarded as an Upper Jurassic one.

RIASSUNTO

In relazione alla presenza di Radiolari della Fam. Saturnalidae DEFLANDRE 1953, sono stati esaminati sedimenti riferibili al periodo triassico, giurassico e cretaceo delle Alpi calcaree settentrionali e delle Alpi meridionali.

Gli autori hanno avuto ancora una riprova che, in contrapposizione a TAPPAN & LOEBLICH (1973), non si può parlare di una crisi dei Radiolari riguardante il periodo permico-triassico; il Trias alpino, al contrario, è molto ricco di Radiolari (circa 600 specie). In altre parole, questo gruppo faunistico nel Trias medio e superiore è così ben rappresentato da non essere assolutamente secondo ai Radiolari del Giurassico superiore (Radiolariti e Strati ad Aptici). È stato anche possibile dissipare i dubbi circa il valore stratigrafico delle faune in oggetto, potendosi, per loro mezzo, realizzare correlazioni stratigrafiche sia nel Trias che nel Giurassico e Cretaceo.

I primi Radiolari nell'area delle Alpi settentrionali sono forniti dai sedimenti pelagici dell'Anisico superiore (Pelsonico) (BECHSTÄDT & MOSTLER - in corso di stampa). Per quanto riguarda sedimenti riferibili alla facies di Hallstatt, si è potuto rilevare la presenza di questo gruppo faunistico, ininterrottamente, a partire dall'Anisico superiore fino al limite Retico-Liassico. Nelle Alpi meridionali, al contrario, tale presenza è limitata al Trias medio.

I primi esemplari della Fam. Saturnalidae sono stati individuati nella parte alta del Carnico inferiore delle Alpi settentrionali e finora non se ne hanno tracce nel Carnico superiore e Norico inferiore. Solo a partire dalla parte più alta del Norico medio si è potuto di nuovo constatare la loro presenza che diventa veramente consistente nel Norico superiore (Calcari di Pötsch, Strati di Zlambach). Nelle Alpi meridionali, nonostante una fauna triassica a Radiolari molto ricca, mancano elementi della Fam. Saturnalidae.

Nel corso delle nostre ricerche sono stati individuati un nuovo genere e undici nuove specie che vengono descritti nel presente lavoro, inoltre si discutono tutti i Radiolari appartenenti alla Fam. Saturnalidae presenti nelle faune a nostra disposizione.

Delle 29 specie appartenenti al genere *Palaeosaturnalis* n.gen. 5 limitano la loro presenza al Carnico inferiore, 17 al Norico superiore; le rimanenti 7 specie sono distribuite tra il Giurassico superiore ed il Cretaceo. Esempjari del genere *Acanthocircus* (SQUINABOL) emend. sono assenti dal Trias alpino; la loro presenza, subito numericamente rilevante, inizia nel Giurassico superiore (Titonico).

Basandosi sui nuovi dati stratigrafici desumibili dal presente studio, la fauna a Radiolari del Giappone descritta da YAO nel 1972 (YAO si è occupato solo di Radiolari della Fam. Saturnalidae) che finora aveva una posizione stratigrafica indefinita, è da ascrivere al Giurassico superiore.

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung
2. Zur Verbreitung der Radiolarien im alpinen Mesozoikum
3. Bemerkungen zum Auftreten der Saturnalidae im Mesozoikum der Alpen
4. Diskussion und Altersstellung der Saturnalidenfauna von YAO 1972
5. Zur Terminologie der Skelettelemente, speziell die Gattungen *Acanthocircus* und *Palaeosaturnalis* n.gen. betreffend
6. Systematische Beschreibung
7. Anmerkungen zur stratigraphischen Verwertbarkeit der Saturnalinae

Literaturverzeichnis
Tafelerläuterungen

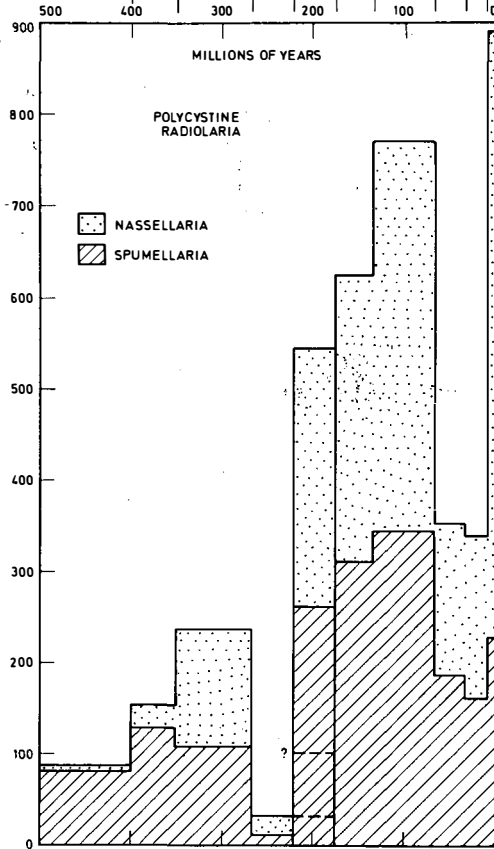
1. Einleitung und Problemstellung

Es ist noch nicht lange her, daß Radiolarien zu kaum oder nicht stratigraphisch verwertbaren Mikrofossilien abgestempelt wurden. So werden beispielsweise den Radiolarien im Lehrbuch "Einführung in die Mikropaläontologie" von W. MATTHES (1956) insgesamt nur sechs Seiten gewidmet; was die stratigraphische Bedeutung betrifft, so wird in nur drei Zeilen mitgeteilt, daß sie sich hiezu nicht eignen, obwohl bereits CAMPBELL (1954: D 19) darauf hingewiesen hat, daß eine Reihe junger Radiolarien (Kreide, Tertiär) ebenso stratigraphisch verwertbar sein könnte wie planktonische Foraminiferen. In A.H. MÜLLERs Lehrbuch der Paläozoologie (1963: 90) wird, wie in der vorangegangenen Literatur, auf die sehr geringe und dann meist auch noch lokal begrenzte biostratigraphische Bedeutung der Radiolarien verwiesen; allerdings nicht ohne erwähnt zu haben, daß für eine Reihe von Arten die Aussicht besteht, als Leitfossilien herangezogen werden zu können. In jüngster Zeit ist es E.A. PESSAGNO (1976, 1977) gelungen, für den Oberjura und für die Oberkreide Kaliforniens mit Hilfe von Radiolarien eine Zonengliederung zu erstellen, die an Ammoniten, Inoceramen und Foraminiferen geeicht wurde. Die Radiolarienzonierung der Oberkreide steht der planktonischen Foraminiferengliederung kaum nach, im Gegenteil scheint sich sogar in einigen Fällen eine detailliertere Gliederung durch Radiolarien anzubieten (E.A. PESSAGNO, 1976: 4).

Da die Radiolariensystematik noch sehr im argen liegt, ist in vielen Fällen an eine befriedigende stratigraphische Bearbeitung noch nicht zu denken. Der Umbau des HAECKELschen Systems in ein neues hat erst vor einigen Jahren eingesetzt (RIEDEL 1971). Bald danach haben KOZUR & MOSTLER (1972) begonnen, die Oberfamilie Coccodiscacea HAECKEL zu revidieren und haben im Zuge der Revision besonders die triadischen Vertreter dieser Oberfamilie beschrieben. Diese Arbeiten werden zur Zeit fortgesetzt (eine umfassende Studie steht in Vorbereitung).

Eine vernünftige Bearbeitung der triassischen Radiolarien verlangt aber auch eine Befassung, vor allem mit jenen aus Jura und Kreide, wobei im Zuge dieses Studiums sehr viele Vertreter der Familie Saturnalidae anfielen, was generell auf die hohe Zahl der beringten Spumellarien im Mesozoikum zurückgeht. Da es bei den Vertretern der Saturnalidae noch eine Reihe von Problemen zu lösen gilt, soll im folgenden auf die Verbreitung dieser im alpinen Mesozoikum und auf taxionomische Probleme eingegangen werden. Zuvor soll aber noch auf einige Punkte aufmerksam gemacht werden, wie sich z.B. eingebürgerte Meinungen über Jahrzehnte hinweg halten, gerade wenn sie als gesichertes Wissensgut über Lehrbücher eine starke Verbreitung erfahren. Schon allein aufgrund der Vorstellungen, daß Radiolarien wenig oder nicht stratigraphisch verwertbare Mikrofossilien darstellen, blieben die Radiolarien für den Paläontologen eine nicht oder kaum beachtete Tiergruppe. Über Jahrzehnte hielt sich die Meinung, daß innerhalb der Trias nur 21 Arten von bis dahin 421 bekannten Arten des Mesozoikums auftreten. Dieses Faktum hat T'APPAN & LOEBLICH (1973: 220) veranlaßt, bei den Radiola-

rien von einer permotriassischen Krisenzeit zu sprechen, bei der nur wenige Arten erhalten blieben und es erst wieder im Jura zu einer Entwicklungsexplosion gekommen wäre. Dabei haben sich TAPPAN & LOEBLICH (1973) an eine russische Radiolarienarbeit gehalten, in der bereits 100 Arten für die Trias und über 40 Arten für das Perm genannt wurden (Tabelle 1, TAPPAN & LOEBLICH; S. 220). Diese Tabelle wurde hinsichtlich der Artenzahl in der Trias korrigiert, d.h.



Mit der intensiven Untersuchung der Ozeane bzw. mit dem Durchbruch des plattentektonischen Konzepts sind nun die Radiolarien endlich voll in den Blickpunkt des Interesses gelangt. Ganz besonderes Interesse besteht nun an den radiolarienführenden Schichten der Ozeanböden (Radiolarite bzw. pelagische, radiolarienreiche Kalke), die unmittelbar den Pillow-Laven der Ozeane aufliegen.

Mit Radiolarien verbindet der Geologe meist den Radiolarienschlamm in der Tiefsee bzw. den daraus entstehenden Radiolarit; es ist noch viel zu wenig in das Bewußtsein des geologisch-stratigraphisch arbeitenden Wissenschaftlers eingedrungen, daß radiolarienführende Gesteine sich nicht nur auf Radiolarite beschränken, sondern daß es gar nicht selten Karbonatgesteine gibt, die sich aus mehr als 50% Radiolarien zusammensetzen. Dies führte zu einer Reihe von Fehlvorstellungen; so stuft man beispielsweise die radiolarienreichen Gesteine des nordalpinen Juras als Tiefwasserablagerungen ein, dieselben Ablagerungen innerhalb der Trias werden dagegen als Flachwasserbildungen gedeutet. Aus diesem Grund wollen wir also festhalten, daß radiolarienführende bis radiolarienreiche Gesteine sowohl im nordalpinen als auch im südalpinen Mesozoikum weit verbreitet sind. Daher befaßt sich die vorliegende Studie zunächst auch mit der Verbreitung der Radiolarien im alpinen Mesozoikum. Wo notwendig, wird bei diesen Betrachtungen auch auf den mediterranen Raum übergreifen.

In der weiteren Folge sollen noch Herkunftsgebiet der Radiolarien in der Trias bzw. Wanderwege der Faunen und Einsetzen der ersten Radiolarien innerhalb der alpinen Trias diskutiert werden. Neben der systematischen Beschreibung, welcher der Hauptteil dieser Studie gewidmet ist, soll auf die Terminologie der Skelettelemente der Saturnaliden eingegangen werden; dies besonders deshalb, weil rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen eine Reihe neuer morphologischer Elemente zutage brachten. Eine Diskussion, die Bathymetrie einerseits und den stratigraphischen Wert der Saturnaliden andererseits betreffend, soll die vorliegende Arbeit abrunden.

2. Zur Verbreitung der Radiolarien im alpinen Mesozoikum

Entgegengesetzt bisheriger Meinungen sind Radiolarien im alpinen Mesozoikum weit verbreitet, was nicht nur für die Jura- und Kreidezeit zutrifft, sondern ebenso auf die alpine Trias übertragbar ist. Die einseitige Vorstellung, daß radiolarienführende Gesteine mit Radiolariten in Verbindung zu bringen seien, hat dazu geführt, daß Gesteine mit über 50% Radiolarienbeteiligung innerhalb der alpinen Trias (Kalke, Kieselkalke, Mergel und Tonmergel) in der Literatur nicht als radiolarienführende Gesteine ausgewiesen wurden. Im Gegensatz zur alpinen Trias fehlen jedoch Radiolarien in der germanischen Trias (KOZUR & MOSTLER 1972).

Die ersten und damit ältesten Radiolarien innerhalb der alpinen Trias setzen ab dem basalen Pelson (Oberanis) ein und verbleiben im nordalpinen Raum ohne Unterbrechung bis zur Rhät/Lias-Grenze, während sie in den Südalpen nur auf die Mittel- und basale Obertrias (siehe Tabelle 2) beschränkt sind. Das erste Auftreten fällt sowohl in den Nördlichen Kalkalpen als auch im Drauzug und den Südalpen mit dem Zerbrechen des skythischen Schelfs bzw. der unteranisischen Plattformen zusammen. Zwischen den in Hochlage verbleibenden Plattformen kommt es zur Heräus-

entwicklung von schmalen Becken, in welche ab dieser Zeit bereits hochmarines Plankton in den ostalpinen Raum vordringen kann. In den niedergebrochenen Bereichen folgen deshalb mit scharfer Grenze über Flachstwasserablagerungen Karbonatgesteine, deren Biogene zum überwiegenden Teil aus Planktonen und Nektonten zusammengesetzt sind. Die wenigen Benthonten, die den Meeresboden bewohnen, sprechen für tiefes Wasser, zumal es sich hierbei um psychrosphärische Ostracoden und sehr charakteristische Kieselschwämme handelt. Besonders krass kommt der Fazieswechsel in den Gutensteiner Schichten zum Ausdruck, wo über einer schwach ausgeprägten Salinarfazies vom Typ Reichenhaller Rauhwacken (im Gebiet um Großreifling) sofort radiolarienführende Gesteine einsetzen. An der Typlokalität Gutenstein haben schon 1971 SUMMESBERGER & WAGNER Radiolarien im Zuge ihrer mikrofazialen Untersuchungen nachweisen können, deren Natur als Radiolarien allerdings von SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974 in Zweifel gezogen wurde bzw. zu Calcisphären, weil faziell nicht passend, umgedeutet wurde. Erst jüngst gelang es BECHSTÄDT & MOSTLER (in Druck), Radiolarien mit Hilfe von Essigsäure aus den basalen Gutensteiner Schichten zu isolieren und somit nachzuweisen, daß Radiolarien aus der alpinen Trias bereits ab dem Grenzbeereich Unter-Oberanis (Bithynian/Pelsonian) am Gesteinsaufbau mitbeteiligt sind.

Im Gegensatz zu den Gutensteiner Schichten, in denen die Radiolarien in den meisten Fällen in ihrem ursprünglichen Baumaterial erhalten sind, sind jene der Schreyeralmkalke stets zu Calcit umgewandelt und fallen daher nicht mit den anderen aus diesen Kalken gewonnenen unlöslichen Mikrofossilien an.

Mit diesen eben geschilderten ältesten Radiolarienvorkommen innerhalb der alpinen Trias drängt sich sofort die Frage auf, woher stammen diese Radiolarien bzw. wie gelangten sie zur Zeit der tieferen Mitteltrias in den alpinen Raum? Dazu müssen wir zunächst einen Blick auf den südalpinen Raum werfen, in welchem auch an der Wende Bithynian/Pelsonian die ersten Radiolarien in den Dontkalken auftreten. Besonders im Gebiet am Südabfall der östlichen Karnischen Alpen haben wir eine völlig analoge Zergliederung der aus Sarldolomit bestehenden Plattform. Nach PISA 1974 zerfiel die Sarldolomitplattform in Horste und Gräben, wobei die Gräben sofort ohne Übergang (abgesehen vom Blockschutt, der von der Zerbrechung herrührt) von pelagischen Sedimenten übergriffen werden; und gerade diese führen auch schon in den tiefsten Schichtgliedern Radiolarien, die dann in den oberanischen Biveraschichten bereits eine enorme Formenfülle erreichen. BECHSTÄDT, BRANDNER & MOSTLER 1976 ordnen dieses Zerbrecen einem ersten, sehr starken taphrogenetischen Stadium zu, das mit der Öffnung des Tethysozeans im Südosten in Zusammenhang gebracht wird. Vielmehr handelt es sich um eine noch relativ schmale Wasserstraße, die mit ihrem Ausläufer in den alpinen Raum reicht, und sich erstmals an der Wende Bithynian/Pelsonian bemerkbar macht. Das von Südosten nach Nordwesten fortschreitende Zerbrecen des Schelfs, das durch die den Schelfrand markierenden Sedimente genau verfolgt werden kann (BECHSTÄDT et al. 1976: 619), führt uns von den Südalpen über Serbien, Montenegro nach Albanien und Griechenland bzw. in das Gebiet

	Nordalpinen Raum	Südalpinen Raum	Mediterraner Raum
Stufen Unter- stufen	Hallstätter-Überfazies	Hauptdolomit- Überfazies	Karnische Alpen, Dolomiten Recoaro, Bergamasker Alpen Griechenland Westerbien
RHÄT			
SEVAT			
NOR ALAIN	Zlambachsch. Pötschenkalke Pedataschichten		
LAC			
TUVAL JUL	div. typische Hallstätter K.		
CORDEVOL	Bank-Knollenkalke		
LANGOBARD			
LADIN FASSAN		Göstlinger Sch.	
TILLYR		Fellbachkalke	
ANIS PELSON	Schreyeralmkalk	Buntkalke	
BITHYNIAN ABGEAN		Reiflinger Kalke	
OLIVNEK		Gutensteiner Sch.	
SKYTH		Partnachsichten	
		Dontkalk	Rotkalke
		Biveraschichten	Radiolarite
		Buchensteiner Sch.	
		Wengener Sch.	
		Clapsavonkalk	

Tabelle 2

der griechischen Inseln; und von dort hat einer der Verfasser aus untertriadischen Kalken Radiolarien isolieren können⁺). Ebenso gibt es radiolarienführende Gesteine im Skyth, wobei die Radiolarien über eine weitere Wasserstraße (Siretgrabensystem) vordrangen, aber den alpinen Raum nicht auf direktem Weg erreichten. Hier sind es besonders die in Westserbien und Bosnien auftretenden skythischen Radiolarite (MOSTLER & ROSSNER 1977: 20). Es kann daher kein Zweifel bestehen, daß die Radiolarien entlang der sich nach Nordosten vorgreifenden Tethys in den alpinen Raum vordrangen, aus einem Raum kommend, in dem zur Zeit der Untertrias schon reichlich Radiolarien vorhanden waren.

Kehren wir zur nordalpinen Trias zurück, so ist besonders das ununterbrochene Auftreten der Radiolarien in der Hallstätter Fazies hervorzuheben. Auffallend hiebei ist das Massenauftreten dieser im Oberkarn (Tuval) bzw. im mittleren und oberen Nor. Eine Ausnahmestellung kommt der im Berchtesgadener Raum auftretenden Hallstätter Entwicklung zu (DONOFRIO 1975), in dem zur Zeit des Fassans, Langobards und Cordevols noch keine typischen Hallstätter Kalke ausgebildet waren; es sind vielmehr bunte Bank- und Knollenkalke, die eher Anklänge zu Reiflinger Kalken zeigen, und gerade diese sind sehr reich an Radiolarien, wobei das Radiolarienmaximum mit den in der Hauptdolomitüberfazies auftretenden Reiflinger Kalken, Partnachsichten und Göstlinger Schichten zusammenfällt.

Im Drauzug haben wir die stärkste Radiolarienanhäufung im hohen Illyr bzw. im Fassan zu verzeichnen (Fellbachkalk nach BECHSTÄDT 1978). In den Südalpen dagegen sind die ersten sehr reichen Radiolarienvorkommen bereits ab dem basalen Illyr zu verzeichnen (Biveraschichten nach PISA 1974), die sich bis ins Ladin fortsetzen (Buchensteiner Schichten und Clapsavonkalk).

Aus der Verteilung der Radiolarien in der alpinen Trias läßt sich auch das Anhalten des Beckencharakters im Hallstätter Raum über die gesamte Trias hinweg ablesen, während in allen anderen Faziesräumen, die des Drauzugs und der Südalpen mit eingeschlossen, die Beckenentwicklung meist schon im basalen Karn ein Ende findet. Das heißt, der Hallstätter Faziesraum steht ab dem basalen Pelson über die gesamte Trias hinweg mit dem Tethysozean in direkter Verbindung, während die anderen Faziesräume teils durch Heraushebung, teils durch Auffüllung der Becken im Unterkarn ihre direkte Verbindung mit dem hochmarinen Bereich einbüßen.

⁺) Die Kalke verdanken wir Herrn Dr. RÖMERMANN. Das Alter der von der Insel Hydra stammenden Kalke konnte mit Hilfe von Conodonten als höchstes Oberskyth belegt werden bzw. stammt aus dem Grenzbereich Skyth/Anis; siehe dazu RÖMERMANN 1968: 166.

TRIAS	LIAS	DOGGER	MALM	U.-KREIDE	O.-KR.
Rhät	Hettang Sinemur Pliensbach	Aalen Toarc Bathon Bajoc	Oxford Kimmeridge Tithon	Neokom Barreme Apt Alb	Genoman
<p>Allgäuschichten</p> <hr/> <p>Kieselkalk</p> <hr/> <p>Scheibelbergkalk</p> <hr/> <p>Chiemgauer Schichten</p> <hr/> <p>Radiolarit</p> <hr/> <p>Tauglbodenschichten</p> <hr/> <p>Aptychenschichten</p> <hr/> <p>Oberalmschichten</p> <hr/> <p>Haselbergkalk</p> <hr/> <p>Losenst. Schichten</p> <hr/> <p>Lombardische Kieselkalke</p> <hr/> <p>Hornsteinmergel d. Julischen Alpen</p> <hr/> <p>Lombardische Radiolarite</p> <hr/> <p>Maiolica</p> <hr/> <p>Biancone</p> <hr/> <p>Scaglia</p> <hr/>					
Nördliche Kalkalpen					
Südalpen					
Tabelle 3					
JURA				KREIDE	
TR.					

Das einzige Gebiet, in dem Radiolarien aus dem Trias/Jura-Grenzbereich bekannt sind, liegt im Hallstätter Faziesraum. Die vom höheren Oberrhin in das Rhät überleitenden Zlambachschichten werden den jurassischen Fleckenmergeln immer ähnlicher und sind schließlich von diesen lithologisch nicht mehr abzutrennen; nur aufgrund des Fauneninhalts wissen wir, daß diese in den Jura hineinreichen.

Die Allgäuschichten (Fleckenmergel) sind über ihren gesamten Ablagerungsraum radiolarienführend, doch ist ihr Auftreten eher als bescheiden zu bezeichnen. Dasselbe trifft für die Kieselkalke zu (siehe Tab. 3), deren SiO_2 im wesentlichen auf den hohen Anteil von Kieselschwämmen zurückgeht.

Wirklich reich an Radiolarien innerhalb des Lias sind nur die Scheibelbergkalke, bei denen es sich im wesentlichen um Hornsteinknollenkalke handelt.

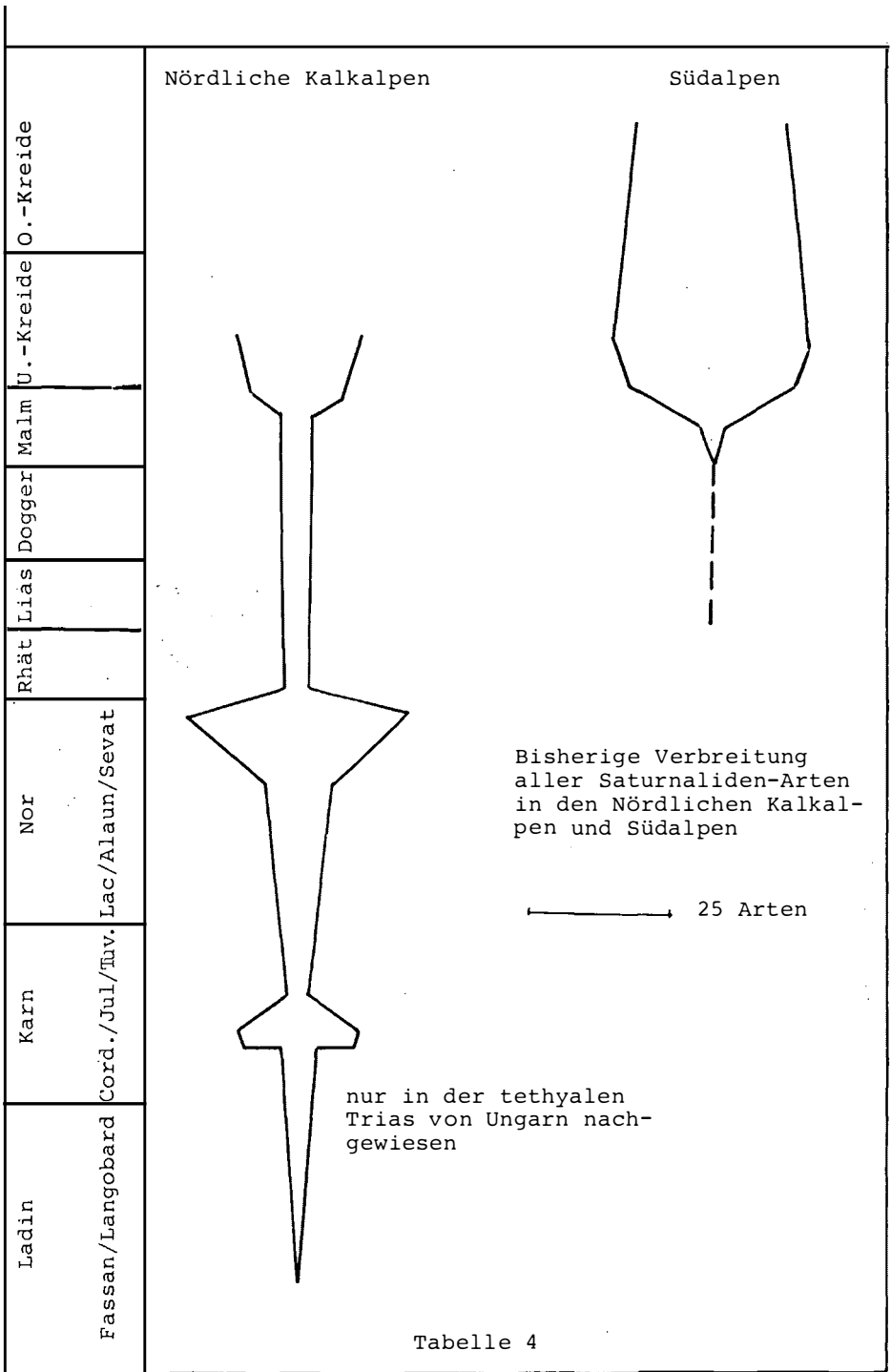
Im Dogger sind die Chiemgauer Schichten (TOLLMANN 1976: 326) sehr reich an Radiolarien, ganz im Gegensatz zu den auch im Dogger verbreiteten Allgäuschichten, die außerdem nur bis zum Bajoc vereinzelt Radiolarien führen.

Mit Beginn des Malms setzen über weite Strecken die Radiolarite ein, deren Radiolarien oft so stark umkristallisiert sind, daß trotz schonender Herauslösung mit Hilfe der Flußsäuremethode die Chancen für eine artliche Bestimmung sehr gering sind. Die Tauglbodenschichten dagegen liefern vorzüglich erhaltene Radiolarien, speziell aus den kieseligen Kalkpartien, wobei diese, was den Reichtum der Radiolarien betrifft, denen der Radiolarite kaum nachstehen.

Massenhaft Radiolarien führen auch die Oberalmer Schichten, und zwar ist ein Maximum an Radiolarienführung im Tithon feststellbar. Sehr häufig sind Radiolarien aber auch in den Aptychenschichten (Ammergauer Schichten) und im Haselbergkalk; letzterer ist deshalb für die Radiolarienuntersuchung sehr interessant, weil er lückenlos in die Unterkreide überleitet. Radiolarien treten noch im Neokom auf und spärliche Funde sind auch noch im Cenoman der Nördlichen Kalkalpen bekannt.

In den Südalpen sind im Lias radiolarienführende Gesteine zwar weit verbreitet, aber wirklich reiche Radiolarienfaunen stammen erst aus dem Dogger (Lombardische Radiolaritformation nach ROSENBERG 1966).

Reich an Radiolarien ist die Majolica bzw. der zum Teil in die Kreide reichende Biancone. Relativ häufig sind Radiolarien in einigen Bereichen der Scaglia, die über die Unter-Oberkreidegrenze hinweggreift. Aus der "Scaglia variegata". (vom Apt bis ins Cenoman reichend) hat CITA 1964 aus dem Zeitbereich Apt-Alb 41 Radiolarienarten beschrieben. Um die Jahrhundertwende hat sich ganz besonders mit den Radiolarien dieses Schichtglieds SQUINABOL befaßt.



3. Bemerkungen zum Auftreten der Saturnalidae im Mesozoikum der Alpen

Im nordalpinen Mesozoikum setzen die ersten Vertreter der Familie Saturnalidae im höheren Cordevol ein (siehe hierzu KOZUR & MOSTLER 1972). Im Gegensatz dazu konnten aus dem Balatongebirge Ungarns (tethyale Trias) Vertreter der Saturnalidae bereits im hohen Fassan nachgewiesen werden; häufiger sind sie dort im basalen Langobard.

Ein Grund für das Fehlen der Saturnaliden zur Zeit des Fassans und Langobards im alpinen Raum ist trotz reicher pelagischer Faunen nicht anzugeben. Das plötzliche, so massive Einsetzen der Saturnaliden im hohen Cordevol ist allerdings auffällig; dies mag damit zusammenhängen, daß wir aus dem basalen und mittleren Cordevol über sehr spärliche und sehr schlecht erhaltene Radiolarienfaunen verfügen, so daß das scheinbar massenhafte Auftreten auf eine Informationslücke zurückgehen mag.

Die nächsten Saturnaliden stammen aus dem mittleren und höheren Nor und sind z.B. im basalen obernorischen Anteil der Pötschenkalke massenhaft vertreten. Aus dem Rhät sind bisher keine sicheren Saturnalidae bekannt geworden, auch nicht aus dem rhätischen Anteil der Zlambachmergel, obwohl in dem obernorischen Anteil der Zlambachmergel Saturnalidae reichlich vertreten sind. Ebenso fehlen sichere Hinweise über eine Präsenz der Saturnaliden zur Zeit des Lias und Doggers, während sie im Malm mit einer gewaltigen Artenfülle scheinbar plötzlich wieder einsetzen. Man kann sie über den gesamten Malm hinweg bis in die Unterkreide verfolgen; besonders sind sie in den Aptychenschichten verbreitet.

Aus dem südalpinen Mesozoikum wurden in der Trias bisher keine Saturnalidae bekannt. Wenn es sich herausstellen sollte, daß die Saturnaliden im alpinen Mesozoikum sicher erst ab dem höheren Cordevol auftreten, dann besteht in den Südalpen für den Nachweis von Saturnaliden keine Chance, zumal ab dieser Zeit nur Flachwasserfazies bekannt ist. Die ersten Saturnaliden treten dort erst im höheren Lias auf, sind sporadisch im Dogger vorhanden und setzen massiv erst wieder im Malm ein. Das Fehlen bzw. das seltene Auftreten dieser im unteren und mittleren Jura (siehe Tabelle 4) dürfte wohl auf den geringen Bearbeitungsstand der Radiolarien zurückgehen.

Massenhaft Saturnalidae stammen aus der Unter- und Mittelkreide, sind besonders in der Biancaefazies entwickelt, während sie in der Oberkreide wieder stark zurückgehen.

4. Diskussion und Altersstellung der Saturnalidenfauna von YAO 1972

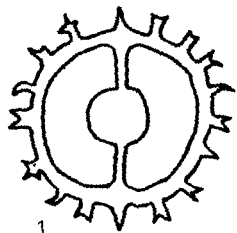
Zunächst soll einmal festgehalten werden, daß PESSAGNO (1977: 73) der Definition seiner neu aufgestellten Familie Acanthocircidae die stratigraphische Reichweite und das Auftreten voranstellt (Jura-rezent; weltweit). Am Ende, d.h. nach den Bemerkungen, wird eine Reichweite von Obertrias bis Oberkreide angeführt, ohne zu diskutieren, wie er überhaupt dazu kommt. Da zuvor durch PESSAGNO auf die Arbeit von YAO 1972 zwar in einem anderen Zusammenhang verwiesen wurde, wäre es denkbar, daß die Angabe von Obertrias sich auf diese Arbeit beziehen könnte. Aber auch bei YAO 1972 kann man keine exakte Alterseinstufung herauslesen. Der Fundort mit obertriadischen Conodonten ist von den radiolarienführenden Schichten gut 3 km entfernt; eine ähnliche Serie mit oberjurassischen Ammoniten ist davon 2 km entfernt, so daß für das Radiolarienvorkommen sowohl ein obertriadisches als auch oberjurassisches Alter in Frage käme. Den Autoren dieser Studie liegen sehr reiche Radiolarienfaunen aus der gesamten Obertrias vor, in welchen es nur eine Saturnalidenart gibt (es handelt sich hierbei um *Parasaturnalis (Japonisaturnalis) cf. japonicus* (YAO)), die in der alpinen Obertrias auch vorkommt. Vielmehr handelt es sich, soweit sich das aus den Saturnaliden schließen läßt (YAO 1972 führt ja nur die Vertreter der Saturnalidae an), um eine oberjurassische Radiolarienfauna. So sind z.B. *Saturnalis simplex* SQUINABOL und *Acanthocircus variabilis* (bei YAO unter *S. ? sublongus*) sicher erst ab dem Oberjura bekannt.

5. Zur Terminologie der Skelettelemente, speziell die Gattungen *Acanthocircus* und *Palaeosaturnalis* n.gen. betreffend

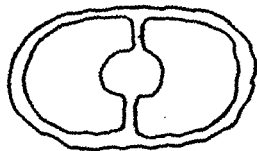
Vorangestellt seien die bisher bekannten Gattungen der Familie Saturnalidae, um eine Übersicht über den generellen Habitus dieser zu erhalten bzw. um deren Merkmalsbreite aufzuzeigen (siehe dazu Abb. 1). Grundsätzlich lassen sich diese in Formen mit einfachem Ring und in solche mit mehreren Ringen aufgliedern (Unterfamilie Saturnalinae und Parasaturnalinae). In dieser Studie interessieren uns besonders die Vertreter der Saturnalinae. Bezüglich der Terminologie von Vertretern der Saturnalidae hat YAO 1972 besonders hervorragende Arbeit geleistet, so daß hier nur einige Ergänzungen anzubringen sind (siehe Abb. 2).

Ein Problem besteht hinsichtlich der Bezeichnung, die Außenkante des Ringes betreffend, die YAO mit dem Terminus "ridge" (mit Rücken, Kamm oder Grat zu übersetzen) belegt hat. Diese Kante tritt nicht nur außen auf, sondern begrenzt die leistenförmigen Erhebungen auf beiden Seiten; nachdem jede dieser leistenförmigen Erhebungen zwei Kanten aufweist, und das zeigen auch die Abbildungen von YAO (1972: Taf. 11, Fig. 3a), sind es insgesamt vier Kanten, die man als Leistenkanten bezeichnen müßte (siehe Abb. 3).

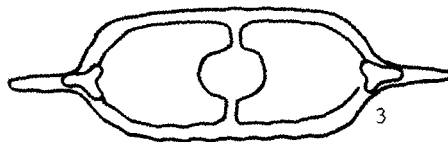
Familie Saturnalidae

Saturnaliium HAECKEL*Saturnalis* HAECKEL*Acanthocircus* (SQUINABOL)*Palaeosaturnalis*
DONOFRIO & MOSTLER

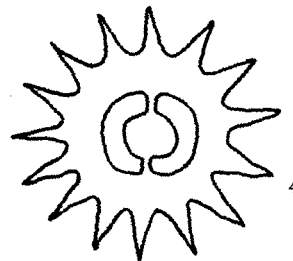
1



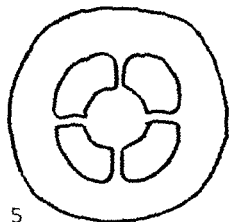
2



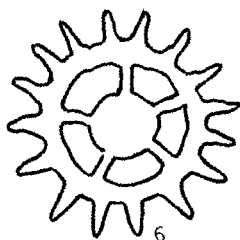
3



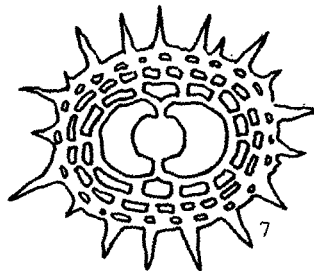
4



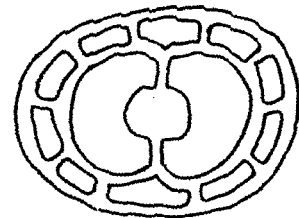
5



6



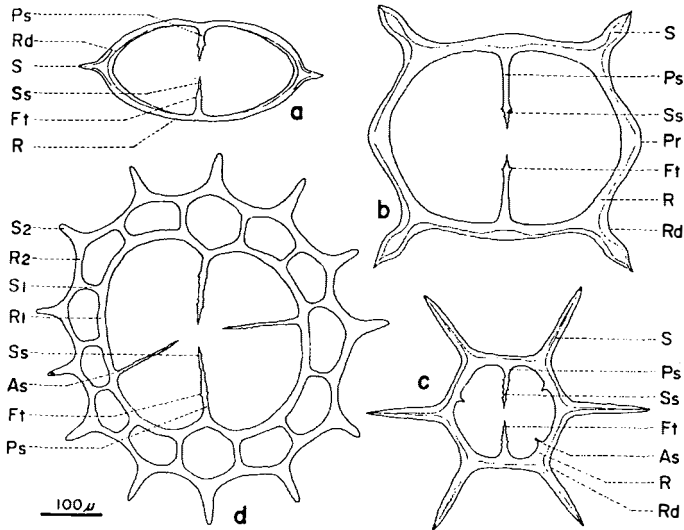
7



8

Austrisaturnalis
KOZUR & MOSTLER*Spongosaturnaloides*
KOZUR & MOSTLER*Pseudosaturnalis*
KOZUR & MOSTLER*Parasaturnalis*
KOZUR & MOSTLER

Abb. 1 1-6 sind Gattungen der U.Fam. Saturnalinae; 7-8 Gattungen der U.Fam. Parasaturnalinae



Text-fig. 2. Diagrams showing ring of spongosaturnalids

Abbreviations:

As auxiliary spine

Ps polar spine

R₂ second ring

S₁ first spine

Ft fragmentary thorn

R ring

Rd ridge

S₂ second spine

Pr protrusion

R₁ first ring

S spine

Ss sturdy spine

Abb. 2

Es erscheint uns hier angebracht, nicht so sehr den Wert auf die Kanten dieser Leisten zu legen, sondern vielmehr von den Leisten selbst zu sprechen, die am Innenrand, in der Mitte und am Außenrand entwickelt sein können, wobei wir diese Leisten, um keine Verwechslungen heraufzubeschwören, ins Englische mit "carina" übersetzt wissen wollen. Nun, gerade die Entwicklung von Leisten ist für Vertreter der neu gefaßten Gattung *Acanthocircus* sehr charakteristisch. Zur Veranschaulichung dieser sind drei grundlegend verschieden angelegte Ringe im folgenden dargestellt bzw. die Ringquerschnitte der bisher bekannten *Acanthocircus*-Arten festgehalten (siehe Abb. 4). Da die Leisten auch in den Außenstachelbereichen miteinbezogen werden können, und dort verschiedene Lage einnehmen können (siehe Abb. 5), wurden die Querschnitte dort durch die Ringe gelegt, wo eine Konstanz der Leistenposition ist, d.h. der Querschnitt liegt im Nahbereich der Ansatzstelle von den Polarstäben.

Im Gegensatz zum gegliederten, durch Leisten verzierten Ring von *Acanthocircus* ist der Ring der Vertreter von *Palaeosaturnalis* n.gen. flach und ungegliedert. Bei den Vertretern letztgenannter Gattung sind es die Stacheln, die recht unterschiedliche Ausbildung zeigen, wobei hervorgestrichen werden muß, daß diese nicht nur in Ringebene angeordnet sind, sondern auch aus dieser herausgedreht werden können bzw. senkrecht zur Ringebene stehen; dies trifft besonders für die triassischen Formen zu (siehe Abb. 6).

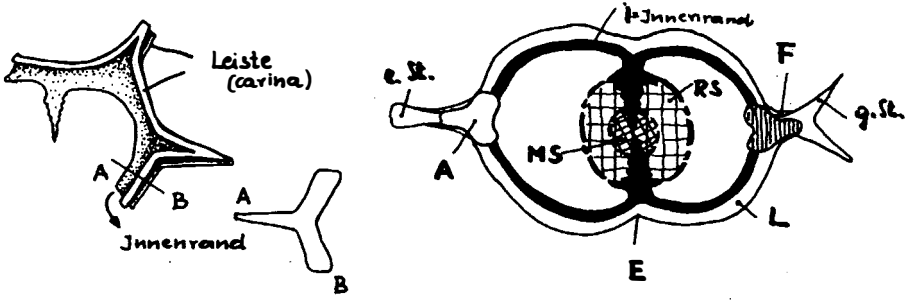


Abb. 3: Ring und Schalenbau der Gattung *Acanthocircus* (SQU.)
 L = Leisten (carina), F = Foramen, E = Einzug, A = Aufsatz, R.S. = Rindenschale, M.S. = Markschale

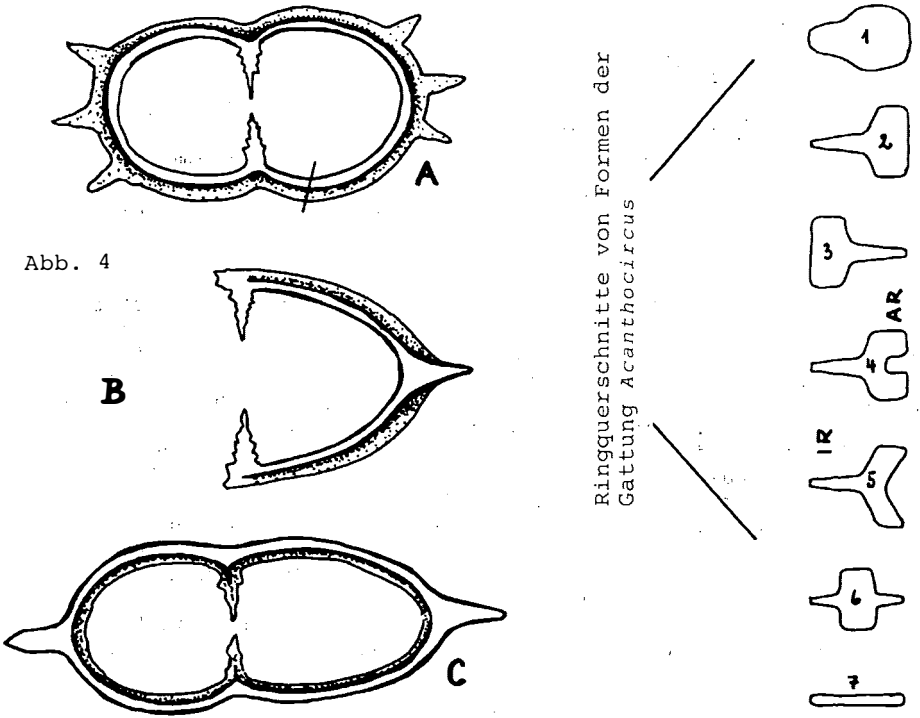


Abb. 4

7 = Ringquerschnitt von *Palaeosaturnalis*

- A = Durchlaufende Innenleiste (nicht auf Stachelbereich übergreifend)
- B = Innenleiste, auf Stachelbereich übergreifend
- C = Außenleiste, Polarstäbe miteinbezogen

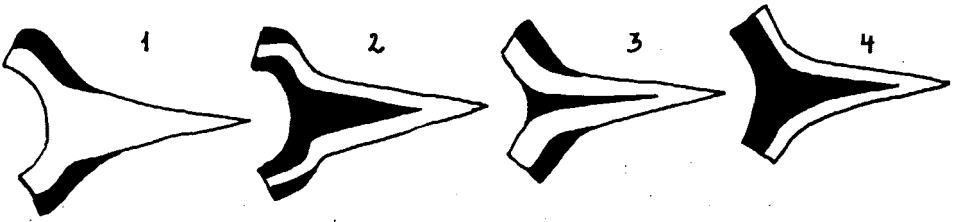


Abb. 5: Die Variation der Leisten im Stachelbereich

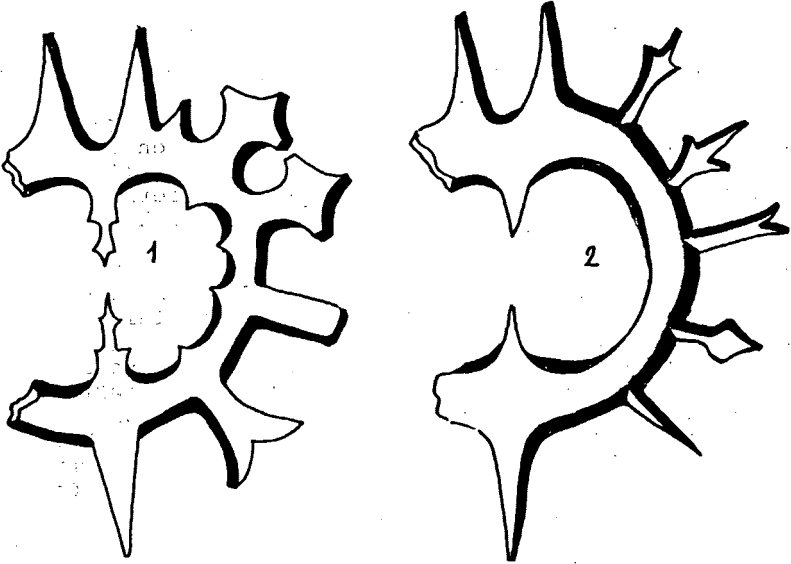


Abb. 6: Variationsbreite der Stacheln von *Palaeosaturnalis*

Bemerkungen zu Abb. 6

Die Lage der Polarstäbe ist bei den triassischen Formen fast ausnahmslos in der Fortsetzung der Außenrandstacheln zu finden (sehr typische Arten sind auf Taf. 7, Fig. 1-3 und 8-9 dargestellt, im Gegensatz zu den wenigen Ausnahmen, bei denen die Polarstäbe den stachelfreien Zwischenräumen gegenüberstehen, wie beispielsweise auf Taf. 7, Fig. 7, 11-12 abgebildet).

Sehr häufig sind auch *Palaeosaturnalis*-Arten in der Trias, die neben den Polarstäben Hilfsstäbe bzw. Stützstäbe aufweisen, ein Merkmal, das bei den jurassisch-kretazischen Formen stark zurücktritt, und bei diesen auch nur in Verbindung mit der bei den jungen Formen üblichen Polarstablage.

Ein besonderes Charakteristikum ist auch die Formenfülle der Stachelausbildung; bei triassischen Formen, wobei Stacheln durch starke Aufgabelung bereits die Tendenz zur Anlage eines zweiten Ringes zeigen können.

6. Systematische Beschreibung

Unterklasse Radiolaria MÜLLER 1858

Ordnung Spumellaria EHRENBERG 1875

Oberfamilie Coccodiscacea HAECKEL 1862 emend.
KOZUR & MOSTLER 1972

Familie Saturnalidae DEFLANDRE 1953 emend.

Unterfamilie Saturnalinae DEFLANDRE 1953

Bemerkungen: KOZUR & MOSTLER (1972: 9) haben im Gegensatz zu PESSAGNO 1977 die Saturnalidae der Oberfamilie Coccodiscacea HAECKEL 1862 (in neuer Fassung) zugeordnet. Die genannten Autoren zweifelten nicht nur die strukturellen Unterschiede der Schalen bezüglich ihres Gattungsranges an (1972: 9), sondern konnten aufzeigen, daß an ein- und derselben Art mehrere Markschalen auftreten, aber auch fehlen können. Aufgrund dieser Beobachtung ist eine Systematik nach der Anzahl von Schalen nicht aufrecht zu erhalten. Auch die Strukturunterschiede innerhalb der Schalen haben nur geringen systematischen Wert; dieser Auffassung hat sich beispielsweise der bekannte Radiolarienforscher P. DUMITRICA 1975 (briefliche Mitteilung) voll angeschlossen. Würde man der Schalenstruktur einen systematischen Wert beimessen, dann müßte man *Acanthocircus bispinosus* (YAO) einmal zu *Spongosaturnalis* und einmal zu *Spongosaturninus* stellen. Dies ist bereits YAO aufgefallen (1972: 26), zumal er auf die großen Schwierigkeiten hinsichtlich der Aufrechterhaltung der beiden Gattungen hinweist. Abgesehen von dieser Problematik wäre eine Gattungszuordnung bei über 95% aller Saturnaliden unmöglich, da die Schale nicht erhalten ist.

PESSAGNO 1977 hat, ohne die Arbeit von KOZUR & MOSTLER 1972 zu berücksichtigen, Vertreter der Saturnalidae einer neuen Familie (Acanthocircidae PESSAGNO) zugeordnet. Diese Familie ist gekennzeichnet durch eine gegitterte Markschale bzw. Markschalen und eine spongiöse Rindenschale. Ein Jahr zuvor (1976: 39) stellt PESSAGNO mehrere Arten der Gattung *Spongosaturninus* und *Spongosaturnalis* zu den Spongodiscacea incertae sedis und diskutiert speziell die Gattungsdiagnose von *Spongosaturninus*, ursprünglich von CAMPBELL & CLARK 1944 aufgestellt. Die beiden letztgenannten Autoren sehen in der spongiösen Rindenschale und den beiden konzentrischen Markschalen die wichtigsten Gattungsmerkmale. Da nun die Markschalen im Laufe der Ontogenie aufgelöst bzw. einer Resorption zum Opfer fallen können, fällt auch das wichtigste Gattungsmerkmal für *Spongosaturninus*.

PESSAGNO (1977: 73) weist nach, daß *Spongosaturninus* CAMPBELL & CLARK 1944 ein jüngeres Synonym von *Acanthocircus* SQUINABOL 1903 ist. Diese Synonymie ist allen vorangegangenen Bearbeitern entgangen, vielleicht deshalb, weil SQUINABOL der Auffassung war, es handle sich hierbei um Vertreter der Nassellaria, da ihm kein Exemplar mit Schale untergekommen ist und

er in den Polarstäben Stacheln in interner Position vermutete.

Durch die Schaffung einer neuen Familie (Acanthocircidae PESSAGNO 1977), die sich von den Saturnalidae DEFLANDRE 1953 durch den Besitz einer gegitterten Markschale und einer spongiösen Rindenschale unterscheidet, existieren zur Zeit nebeneinander die Familie Saturnalidae in der Originalfassung von DEFLANDRE 1953, die von KOZUR & MOSTLER 1972 emendierte Fassung derselben Familie, und die neue Familie Acanthocircidae PESSAGNO.

Nun umfaßt die Familie Acanthocircidae nach Ansicht von PESSAGNO (1977: 73) sicher die Vertreter von *Spongosaturninus* CAMPBELL & CLARK und möglicherweise von *Spongosaturnalis* CAMPBELL & CLARK. Auffallend ist allerdings, daß PESSAGNO obwohl er 1977 in der Familiendiagnose eine oder zwei gegitterte Markschalen anführt, eine Form, die nur eine spongiöse Rindenschale erkennen läßt, zu *Acanthocircus* stellt (Taf. 3, Fig. 13-14). Da nach der Definition der Familie Acanthocircidae alle Merkmale bereits in der emendierten Fassung der Familie Saturnalidae einerseits enthalten sind, andererseits der Anzahl und Ausbildung der Schalen nur ein geringer systematischer Wert zukommt, ist eine Aufrechterhaltung der Familie Acanthocircidae PESSAGNO nicht mehr erforderlich. Auch die von PESSAGNO in Frage gezogene Synonymie von *Spongosaturnalis* mit *Acanthocircus* ist damit abgeklärt. Der Unterfamilie Saturnalinae DEFLANDRE 1953 sind demnach folgende Gattungen zuzuordnen:

Saturnalis HAECKEL 1882

Austrisaturnalis KOZUR & MOSTLER 1972

Saturnalium HAECKEL 1882

Acanthocircus SQUINABOL 1903

Synonyma: *Spongosaturninus* CAMPBELL & CLARK 1944

Spongosaturnalis CAMPBELL & CLARK 1944

Durch die bisher übersehene Synonymie von *Spongosaturnalis* und *Spongosaturninus* mit *Acanthocircus* ergibt sich eine Reihe von Problemen. KOZUR & MOSTLER (1972: 30) haben, obwohl das Hauptkriterium der Schalenanzahl und Schalenausbildung weggefallen ist, die beiden von CAMPBELL & CLARK aufgestellten Gattungen nur aufgrund der Form und Länge des Ringes beibehalten. Nachdem nun beide Gattungen Synonyma von *Acanthocircus* sind, wäre der richtige Weg, die beiden Gattungen in den Rang von Untergattungen zu nehmen. Dies stößt insofern auf Schwierigkeiten, als KOZUR & MOSTLER (1977: 42) die Gattung *Spongosaturnalis* in zwei Untergattungen aufgespalten haben (*Spongosaturnalis* und *Spongosaturnaloides*), während *Spongosaturninus* als selbständige Gattung anzusehen wäre. Man müßte also den Genus *Acanthocircus* in die drei folgenden Untergattungen aufspalten:

Spongosaturnalis CAMPBELL & CLARK 1944

Spongosaturnaloides KOZUR & MOSTLER 1972

Spongosaturninus CAMPBELL & CLARK 1944,

dies allerdings unter Beibehaltung der Unterschiede, wie sie KOZUR & MOSTLER für die Gattungen *Spongosaturnalis* und *Spongosaturninus* gefordert haben.

Weitaus gangbarer erscheint es uns aber, den Gattungsbegriff von *Acanthocircus* zu präzisieren und etwas enger zu fassen. Für jene Formen, die nicht in die neue Fassung der Gattung *Acanthocircus* passen, wird eine neue Gattung (*Palaeosaturnalis*) geschaffen, womit die eher verwirrende Untergattungs-gliederung unnötig wird. Im folgenden wird somit die Gattungs-beschreibung von *Acanthocircus* SQUINABOL neu gefaßt.

Acanthocircus SQUINABOL 1903 emend.

Syn. *Spongosaturnalis* CAMPBELL & CLARK 1944

Syn. *Spongosaturninus* CAMPBELL & CLARK 1944

Typusart *Acanthocircus irregularis* SQUINABOL 1903⁺)

Neue Diagnose: Formen mit durch Leisten deutlich gegliedertem Ring, der nicht durchgehend bestachelt ist. Die Bestachelung ist meist \perp senkrecht zu den Polarstäben ausgerichtet, z.T. treten auch in derselben Position Dornen auf. Bedornung in Kombination mit Bestachelung kann auch den Nahbereich der Polarstäbe erfassen (d.h. mehr oder minder parallel zu den Polarstäben verlaufen). Außer den beiden Polarstäben sind keine Hilfs- und Stützstäbe entwickelt.

Rinden- und Markschaalen siehe Familiendiagnose.

+) Nachdem SQUINABOL 1903 keine Typusart aufstellte, hat CAMPBELL (1954: D 106) *Acanthocircus irregularis* als Typusart designiert; allerdings mit derselben Auffassung wie SQUINABOL, daß diese Form den Nassellarien angehört. Überdies hat SQUINABOL bereits 1914 diesen Fehler revidiert und *Acanthocircus irregularis* zur Gattung *Saturnalis* gestellt, was wiederum CAMPBELL & CLARK 1954 entgangen ist. Es ist bisher noch nicht abgeklärt, inwieweit es sich bei *Acanthocircus irregularis* um ein Bruchstück einer Saturnalidenform handelt, d.h. ob es sich hierbei um einen abgebrochenen Stachel handelt oder nicht, denn damit würde die Art überhaupt hinfällig sein. Bei unserem sehr reichen Material konnten wir keine einzige Form entdecken, die nur einen Stachel aufweisen würde. Auch aus der bisherigen Literatur wurde kein einziges Mal eine derartige Form bekannt. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um *Acanthocircus amissus* SQUINABOL, bei dem ein Stachel abgebrochen ist. Solange keine Entscheidung am Originalmaterial von SQUINABOL vorliegt, wollen wir *Acanthocircus irregularis* als Typusart beibehalten.

Acanthocircus amissus (SQUINABOL)

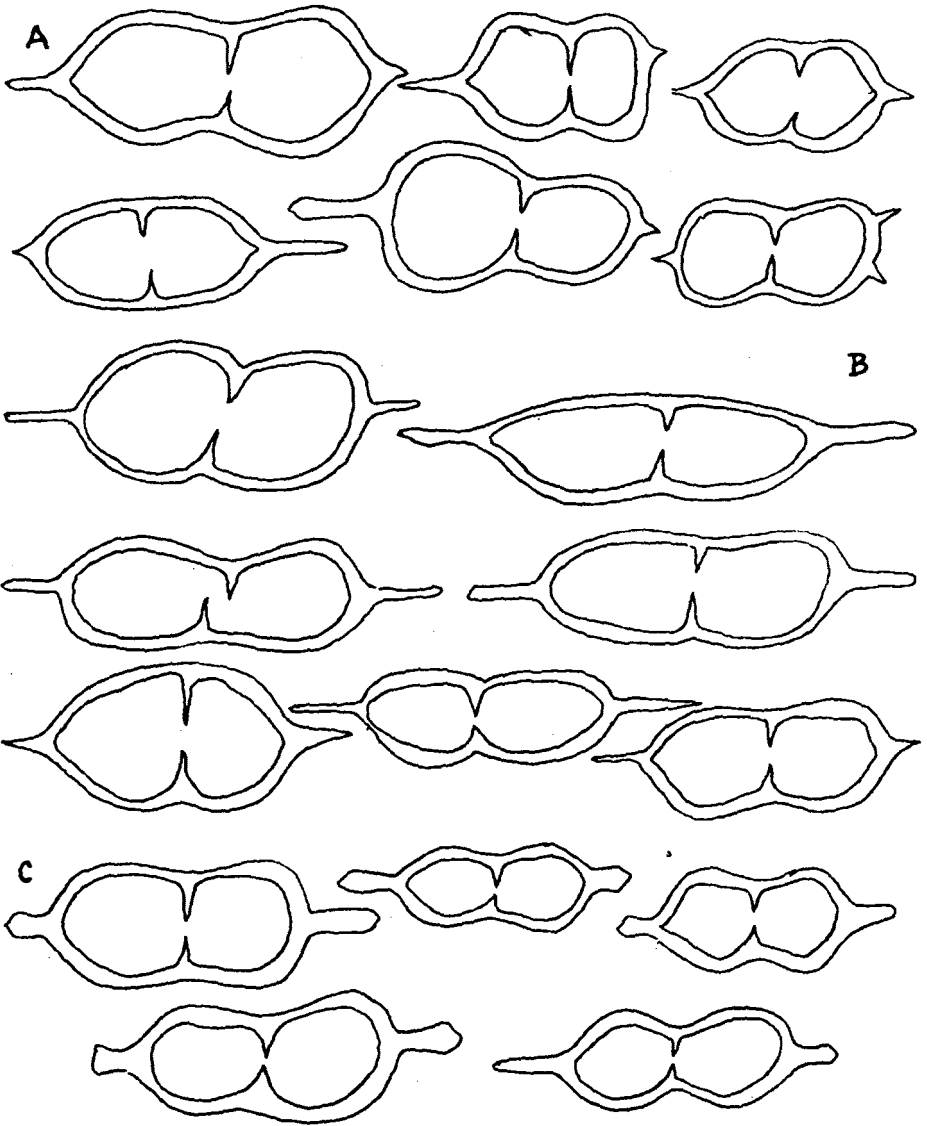
(Taf. 1, Fig. 1, 10; Taf. 5, Fig. 1-4, 6, 9;
Taf. 6, Fig. 4, 6, 8, 11)

- 1898? *Saturnulus dizonium* RÜST, S. 8, Taf. II, Fig. 3
1898? *Saturnulus trizonalis* RÜST, S. 9, Taf. II, Fig. 4
1914 *Saturnalis amissus* SQUINABOL, S. 296, Taf. XXIII, Fig. 2-4, 5?
1914 *Saturnalis major* SQUINABOL, S. 288, Taf. 22, Fig. 3
1916 *Saturnulus trizonalis* RÜST - FISCHLI, S. 46, Fig. 52, S. 47
1944 *Spongosaturninus latiformis* CAMPBELL & CLARK, S. 8, Taf. 3, Fig. 2, 4, 7, 8, 11-12
1944 *Spongosaturninus parvulus* CAMPBELL & CLARK, S. 9, Taf. 3, Fig. 1, 3, 5
1944 *Spongosaturnalis parvulus* var. *lateralispinosus* CAMPBELL & CLARK, S. 9, Fig. 6, 9
1959 *Saturnalis major* SQUINABOL - CITA & PASQUARE, S. 397, Textfig. 3, Abb. 5
1977 *Acanthocircus* sp. A PESSAGNO, S. 74, Taf. 3, Fig. 7-12

Beschreibung: Rund bis langoval, meist asymmetrisch gebauter, auffallend gegliederter Ring (deutlich erhabene Leisten) mit starkem Einzug. Die beiden in Verlängerung der Ringachse entwickelten Randstacheln variieren in Länge und Gestalt (siehe Abb. 7; sie zeigen jedoch Ansätze zu einer markanten Verdickung, die bis zu einem voll entwickelten dreilappigen Gebilde (Aufsatz), vom Ringrand auf den Stachel überleitend, führt (siehe Taf. 4, Fig. 4; Taf. 5, Fig. 9). Um 90° gekippt erkennt man selbst im Anfangsstadium der Aufsatzentwicklung die Aussparung eines Lochs, das in den meisten Fällen im Zuge der Diagenese (also sekundär) verschlossen wurde (siehe Taf. 5, Fig. 9, 11; Taf. 6, Fig. 8, 11).

Die dornenartigen Fortsätze an den Polarstäben lassen auf eine Entwicklung von 2-3 Schalen schließen; die Rindenschale ist meist spongiös entwickelt. PESSAGNO (1977: Taf. 3, Fig. 8-9, 11-12), der einen generischen Wert im Schalenbau sieht, hat den mehrschaligen Bau anhand gut erhaltener Exemplare studieren können und hat bei einigen zu *A. amissus* zu stellenden Formen eine gegitterte Markschale und spongiöse Rindenschale feststellen können, obwohl aus den von ihm abgeblendeten Scanaufnahmen die spongiöse Rindenschale nicht eindeutig abzulesen ist.

Bemerkungen: Die von RÜST 1898 beschriebenen und abgebildeten Arten *Saturnulus dizonium* und *trizonalis* sind wahrscheinlich fragmentarisch erhaltene Exemplare; dies trifft vor allem für *S. dizonium* zu, wobei es sich sowohl um *Acanthocircus amissus* (SQUINABOL) als auch um *Acanthocircus dicranacanthos* (SQUINABOL) gehandelt haben kann. Bei *S. trizonalis* wäre es möglich, daß im Zuge der Diagenese zufällig ein gebrochenes Ringstück mit einem komplett erhaltenen saturnaliden Exemplar, etwa *Acanthocircus amissus*, verschmolzen wurde und dadurch die Existenz einer weiteren Achse vortäuschte.



A = tiefste Unterkreide
 B = Obertithon/Berrasien
 C = Berrasien/Valangien

3 Populationen von *A. amissus*

Abb. 7

Wenn man die Diagnose von *A. amissus* durchliest, fällt auf, daß SQUINABOL nur von einem flachen Ring spricht und die markante Leistenentwicklung des Rings nicht erwähnt, obwohl er auf Taf. XXIII, Fig. 4, ein Exemplar mit deutlich gegliedertem Ring abbildet.

Bei *S. major* (SQUINABOL 1914, S. 288, Taf. XXII, Fig. 3) jedoch erwähnt SQUINABOL die deutliche Leistenbildung am Ring. Für die Aufstellung dieser Art wird SQUINABOL vor allem durch die Ringform geleitet, die an den Polen der längeren Achse spitz zulaufend ist. Die eben erwähnten Randstacheln beschreibt er als robuste, ziemlich gedrungene Stacheln.

Sehr problematisch wird es bei jenen Formen, die YAO (1972: Taf. 2, Fig. 7) abbildet. Leider hat YAO kein Exemplar von *S. bispinus* im Auflicht fotografiert und im Durchlicht ist eine Leistenentwicklung nur bei Scharfstellung der Außenkante zu erkennen. Wenn also unter *S. bispinus* eine Form, welche *A. amissus* am nächsten kommt, enthalten ist, dann wäre dies das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 7. Damit haben wir bereits das Problem der Abgrenzung zu anderen, sehr ähnlichen Arten angerissen. *A. bispinus*, abgesehen von der vorher erwähnten Form, und abgesehen von Fig. 8 auf Taf. 2, dürfte wohl am ehesten zu *Acanthocircus minimus* (SQUINABOL) zu stellen sein, unterscheidet sich von *A. amissus* vor allem durch den kaum gegliederten Ring. Eine nicht geringe Problematik besteht noch hinsichtlich der Abgrenzung ersteren von *A. ellipticus*, die uns hier jedoch nicht tangieren soll, da wir in unserem Material weder Formen, die sicher zu *A. ellipticus* noch zu *A. minimus* zu stellen sind, gefunden haben.

Bisher hat es den Anschein, daß man die Saturnliden mit zwei Randstacheln in nicht mehr als zwei, höchstens drei Arten aufspalten sollte. Gerade im Hinblick auf *A. bispinus* müßte noch mehr Juramaterial studiert werden.

Stratigraphische Reichweite: Tithon, Unterkreide bis Mittelkreide.

Acanthocircus angustus n.sp.

(Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 5-6)

Derivatio nominis: Nach dem schmalen Ring benannt.

Holotypus: Das auf Taf. 1, Fig. 4 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Mollaro (Nonstal).

Stratum typicum: Scaglia/tieferes Cenoman.

Diagnose: Formen der neu gefaßten Gattung *Acanthocircus* mit schmalem, im Querschnitt subrundem, schwach gegliedertem Ring mit 11-13 unterschiedlich langen, oft weit auseinander postierten Stacheln bzw. Außendornen. Die Polarstäbe sind

lang und dünn mit Schalenansatzfragmenten, weitab vom Ring entfernt.

Beschreibung: Obwohl diese Formen relativ häufig sind, sind sie infolge ihrer Zartheit leicht zerbrechlich und nahezu nur als Fragmente erhalten. Auffallend ist der sehr schmale, im Querschnitt runde bis subrunde Ring (nicht mit dem dünnen blattartigen Ring von *Palaeosaturnalis* n.gen. zu verwechseln); eine schwache Andeutung einer Leiste konnte beobachtet werden. Die z.T. am Außenrand des Rings entwickelten Stacheln bzw. Dornen (initiale Stacheln) stehen stets isoliert und sind verschieden lang. Ihre Zahl schwankt zwischen 11 und 13. Charakteristisch sind auch die sehr langen dünnen Polarstäbe mit ihren rudimentären Schalenresten, die auf eine sehr kleine Schale hindeuten.

Bemerkungen: Ähnlichkeiten bestehen zu *Acanthocircus multidentatus* (SQUINABOL) 1914 (partim); hier ist speziell das auf Taf. 23, Fig. 11 abgebildete Exemplar gemeint, das sich aber durch die sehr deutliche Leistenbildung und durch die Dornen, sowie die Zahl der Dornen (18) von *Acanthocircus angustus* n.sp. unterscheidet.

Eine nahe Formverwandtschaft besteht zu *Spongosaturnalis spiniferus* in der von FOREMAN 1968 neu vorgenommenen Fassung. Unterschiede sind in der Ringform, Stachelgestalt und in der Form der Polarstäbe gegeben.

Es ist immer noch erstaunlich, was alles unter *Spongosaturnalis spiniferus* läuft; hier sei beispielsweise auf das von PESSAGNO 1976 auf Taf. 12, Fig. 2 abgebildete Exemplar hingewiesen.

Stratigraphische Reichweite: Basale Oberkreide (Cenoman).

Acanthocircus breviaculeatus n.sp.

(Taf. 1, Fig. 9; Taf. 3, Fig. 12, 14)

Derivatio nominis: Nach den kurzen Stacheln benannt; breviaculeatus = kurzstachelig.

Holotypus: Das auf Taf. 3, Fig. 14 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Eibergstraße (Egerbach, Tiröl).

Stratum typicum: Aptychenschichten.

Diagnose: Flachelliptischer bis subquadratisch durch Leisten gegliederter Ring mit 10-12 kurzen, symmetrisch angeordneten Stacheln (Übergang von Dornen zu Stacheln). Wie die Dornfortsätze an den Stützstäben erkennen lassen, waren mindestens zwei Schalen entwickelt, wobei die Rindenschale bis fast ganz an den Innenrand des Rings heranreicht.

Bemerkungen: Ähnlichkeiten bestehen zu *Acanthocircus spiniferus* (CAMPBELL & CLARK) emend. FOREMAN, der sich jedoch durch den schmalen Ring der kleinen Schale und die unregelmäßige Bedornung unterscheidet.

Stratigraphische Reichweite: Tithon-tiefere Unterkreide.

Acanthocircus brustolensis (SQUINABOL)

(Taf. 6, Fig. 14)

1903 *Saturnalis Brustolensis* SQUINABOL - S. 112, Taf. 10, Fig. 4

1944 *Saturnalis lateralis* CAMPBELL & CLARK - S. 6, Taf. 1,
Fig. 7, 10-11, 13, 15

1968 *Spongosaturnalis campbelli* FOREMAN - S. 9-10, Taf. 1,
Fig. 5a, 5b

Bemerkungen: Die relativ häufig vorkommenden, eher kleinen Formen sind durch einen flachelliptischen Ring mit langem Stachel an den Polen der längeren Achse gekennzeichnet. Die auf Taf. 6, Fig. 14 abgebildete Form entspricht im Detail der Abbildung von SQUINABOL 1903; besonders charakteristisch ist die große Schale, die bis zum Außenrand des Rings übergreift. Hierbei mag es sich eher um eine Jugendform handeln, denn die großen Exemplare weisen eine Schale auf, die nur bis an den Innenrand heranreicht; dasselbe zeigen jene Formen, die FOREMAN (1968: Taf. 1, Fig. 5a und 5b) abbildet, nur daß bei Fig. 5b auf einer Seite noch zwei Stacheln zusätzlich auftreten.

YAO (1972: 40) hat in seinem Konzept über die Entwicklung der Saturnalidae *Acanthocircus campbelli* mit *Acanthocircus nematodes* vertauscht. Ähnlichkeiten bestehen zu *Acanthocircus tuberosus* n.sp.

Stratigraphische Reichweite: Bisher auf die Unterkreide beschränkt.

Acanthocircus campbelli (FOREMAN)

(Taf. 3, Fig. 1, 11)

1968 *Spongosaturnalis campbelli* FOREMAN - S. 9, Taf. 1, Fig. 5a,
5b

Beschreibung: Langovaler Ring mit deutlich erhabenen Innenleisten, die auf die beiden sehr langen Stacheln, an den Polen der längeren Achse liegend, übergreifen. Der flache Außenrand ist mit weiteren, je zwei kurzen Außenstacheln, die den langen Stachel flankieren, bestückt. Charakteristisch ist außerdem noch die große Schale, die bis sehr nahe an den Ringinnenrand heranreicht.

Stratigraphische Reichweite: Unterkreide und Oberkreide.

Acanthocircus dicranacanthos (SQUINABOL) emend.

(Taf. 2, Fig. 3; Taf. 4, Fig. 4, 7-9; Taf. 5, Fig. 10, 11)

- 1914 *Saturnalis dicranacanthos* SQUINABOL - S. 286, Taf. 22,
Fig. 4-7; Taf. 23, Fig. 8
1914 *Saturnalis novalensis* SQUINABOL - S. 297, Taf. 20, Fig. 1;
Taf. 23, Fig. 7
1916 *Saturnulus* sp. - FISCHLI, S. 46, Fig. 53, S. 47
1969 *Spongosaturnalis dicranacanthos*<sup>+) (SQUINABOL) - PESSAGNO,
S. 610, Taf. 4, Fig. A, B
1973 *Spongosaturnalis dicranocanthos* (SQUINABOL) - MOORE, S. 824,
Taf. 3, Fig. 1, 3
1973 *Acanthocircus dizonius* (RÜST) - FOREMAN, S. 260-261, Taf. 4,
Fig. 4-5
1974 *Acanthocircus dizonius* (RÜST) - RIEDEL & SANFILIPPO, S. 23,
Taf. 4, Fig. 3-5
1977 *Acanthocircus dicranocanthos* PESSAGNO - S. 73-74, Taf. 3,
Fig. 5</sup>

Bemerkungen: Obwohl Ringbeschaffenheit und Polarstäbe bei allen von SQUINABOL abgebildeten Exemplaren völlig übereinstimmen, ist PESSAGNO (1977: 74) der Meinung, die von SQUINABOL 1914 auf Taf. 22 unter Fig. 5 und 7 laufenden Exemplare aufgrund der gegitterten Außenschale einer anderen Art zuzuordnen. Gerade *Acanthocircus dicranacanthos* ist eine Form, an der man wiederum ganz klar erkennen kann, daß die Art des Schalenbaus bei den Saturnaliden weder für eine Gattungs-, noch Artunterscheidung verwendet werden kann; ein- und dieselbe Art kann sowohl eine gegitterte als auch eine spongiöse Rindenschale haben. Auffallend ist nur, daß PESSAGNO (1977: Taf. 3, Fig. 5) ein Bruchstück ohne Schalenrest abbildet und somit, ohne die Schale zu kennen, diese Form doch zu *Acanthocircus dicranacanthos* stellt. SQUINABOL (1914: 297) hat nur wegen der kleineren Schale (möglicherweise handelt es sich um eine Markschale) eine eigene Art (*Saturnalis novalensis*) geschaffen, die zweifelsohne zu *Acanthocircus dicranacanthos* gestellt werden muß.

Bei *A. dizonius* (RÜST) haben wir bereits erwähnt, daß es sehr fraglich ist, ob es sich nun um *A. amissus* oder *A. dicranacanthos* handelt. Die von SQUINABOL (1914: 290) als möglich erachteten Übergänge von *A. dicranacanthos* zu *A. variabilis* haben sich als eine Fehlannahme erwiesen. *A. variabilis* (siehe dort) hat einen völlig anders gearteten Aufbau.

^{+) Die falsche Schreibweise des Artnamens hat sich von einer auf die andere Arbeit übertragen; anstelle von "*dicranocanthos*" muß es "*dicranacanthos*" heißen.}

Neue Diagnose: Vorwiegend flachelliptischer, meist asymmetrisch gebauter, stark gegliederter Ring mit je einem gegabelten Stachel und dreilappigem Aufsatz an den beiden Polen der längeren Ringachse. Zwischen Aufsatz und gegabeltem Stachel ist ein Foramen (meist sekundär verschlossen) entwickelt.

Stratigraphische Reichweite: Lias bis Unterkreide (Bareme).

Acanthocircus italicus (SQUINABOL)

(Taf. 3, Fig. 13?; Taf. 4, Fig. 1, 3, 5-6)

1914 *Saturnalis italicus* SQUINABOL - S. 292-293, Taf. 22, Fig. 10; Taf. 23, Fig. 9-10

Beschreibung: Die mehr rundoval als langoval entwickelten Ringe weisen eine recht unterschiedliche Dornenzahl auf; diese schwankt zwischen 4 und 14. Bei jenen Formen mit 4, 5 und 6 Dornen ist der Ring nur schwach gegliedert. Sobald mehr als 6 Dornen auftreten, wird die Leistenbildung wesentlich kräftiger. Die Bedornung nimmt auf beiden Seiten von den Polen der längeren Achse entweder gleichmäßig oder wenig ungleichmäßig zu. Formen, deren Dornen über den gesamten Ring verteilt sind, sind eher selten; möglicherweise ist das auf Taf. 3, Fig. 13 abgebildete Exemplar dazuzuzählen. Generell sollen nur jene Formen zu *A. italicus* gezählt werden, bei welchen ein Teil des Rings von Dornen frei gehalten ist, also jener Teil beidseitig der Polarstäbe. Zu den Extremformen wäre das auf Taf. 4, Abb 1 dargestellte Exemplar zu rechnen.

Bemerkungen: Bei den reich bedornen Formen ist die Abgrenzung zu *A. multidentatus* (siehe dort) nicht problemlos. Unterscheidungsmerkmale sind die zusätzlich zu den Dornen entwickelten Stacheln um die kleine Schale.

Stratigraphische Reichweite: Oberjura und Mittelkreide.

Acanthocircus longispinosus n.sp.

(Taf. 5, Fig. 5, 8; Taf. 6, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach den beiden sehr langen, spitzen Stacheln benannt.

Holotypus: Das auf Taf. 5, Fig. 5 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Volano, NE Rovereto.

Stratum typicum: Biancone, Unterkreide.

Diagnose: Saturnalidae mit rundovalem, gegliedertem Ring und zwei sehr langen, spitzen Stacheln. Die große Schale reicht knapp bis an den Innenrand des Rings heran.

Beschreibung: Die Formen sind durch die deutliche rundovale Gestalt des Rings geprägt, der eine durchgehende Leiste auf-

weist. Die Leisten greifen auf die langen, spitzen Stacheln über, wodurch in der Mitte dieser jeweils eine schmale Furche entsteht. Sehrmarkant ist auch die bis knapp an den Innenrand des Rings reichende Schale.

Bemerkungen: Gegenüber *Acanthocircus amissus* unterscheidet sich *A. longispinosus* durch den langen, spitzen Stacheln und vor allem durch das Fehlen eines Aufsatzes, ganz abgesehen von der Gesamtgestalt. Von *Acanthocircus minimus* wird *A. longispinosus* durch die Gesamtgestalt und Stachelausbildung unterschieden. Von *Spongosaturninus ellipticus* (CAMPBELL & CLARK) unterscheidet sich *A. longispinosus* n.sp. durch die rundovale Gestalt, eine deutliche Leiste und eine nicht bis an den Rand reichende Schale.

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur in der Unterkreide.

Acanthocircus multidentatus SQUINABOL

(Taf. 3, Fig. 5, 9; Taf. 4, Fig. 2)

1914 *Saturnalis multidentatus* SQUINABOL - S. 298-299, Taf. 23, Fig. 11-12

Beschreibung: Typisch für alle Formen sind der stark gegliederte (Leistenbildung) Ring und die kleine Schale. Von der Ringform her gesehen lassen sich zwei Typen auseinanderhalten, die praktisch keine Übergänge aufweisen; einmal sind es lang-ovale bis flachelliptische Ringe, zum anderen Mal subrunde bis runde Ringe. Man könnte vielleicht diesen Unterschieden gerecht werden, wenn man zwei Unterarten schaffen würde; davon wurde allerdings Abstand genommen.

Bemerkungen: Auf die Abgrenzungsprobleme gegenüber *A. italicus* wurde bereits dort verwiesen. Von der durch FOREMAN 1968 emendierten Art *Spongosaturnalis spiniferus* CAMPBELL & CLARK 1944 unterscheidet sich *A. multidentatus* durch die dreieckig gestalteten Dornen, höhere Dornenzahl und durch das Fehlen eines markanten Grates entlang der Polarstäbe.

Stratigraphische Reichweite: Mittelkreide und basale Oberkreide (Cenoman).

Acanthocircus squinaboli n.sp.

(Taf. 3, Fig. 4, 7)

1914 *Saturnalis variabilis* SQUINABOL - S. 291, Taf. 22, Fig. 9 (non 8)

1914 *Spongosaturninus parvulus* var. *lateralispinosus* SQUINABOL - S. 9, Taf. 3, Fig. 10, 13

1977 *Acanthocircus* sp. B PESSAGNO - S. 74, Taf. 3, Fig. 13-14

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. SQUINABOL, der sich besonders um die Radiolarien aus dem Jura und der Unterkreide im südalpinen Raum angenommen hat.

Holotypus: Das von SQUINABOL 1914 auf Taf. 22, Fig. 9 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Steinbruch Mollaro, Norditalien.

Stratum typicum: Hornsteinkalk der basalen Oberkreide.

Diagnose: Formen mit langovalem, deutlich durch Leisten gekennzeichnetem Ring, der über den Polarstäben einen prägnanten Einzug erkennen läßt. Die in der Verlängerung der längeren Ringachse auftretenden Stacheln sind länger als jene, die sie flankieren.

Beschreibung: Der langovale Ring mit beidseitigem Einzug über den Polarstäben weist unmittelbar am Innenrand anschließend eine deutlich erhabene Leiste auf. Dahinter, d.h. in Richtung Außenrand schließt abrupt der flache Teil des Ringes an, aus dem sich die Randstacheln herausentwickeln. Von den 6 Randstacheln sind 2 (sie liegen in der direkten Fortsetzung der längeren Ringachse) etwas länger als die 4 sie flankierenden Stacheln, die von der Ringachse etwas divergieren.

Bemerkungen: Ähnlichkeiten bestehen zu *Acanthocircus* sp. B; der Ring weist in der Fortsetzung der längeren Achse einen Knick auf und trägt sehr spitze, eher dornenartige Fortsätze anstelle von richtigen Stacheln; auch hinsichtlich der Polarstäbe sind Unterschiede feststellbar.

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur aus der höheren Unterkreide und basalen Oberkreide bekannt.

Acanthocircus tuberosus n.sp.

(Taf. 3, Fig. 2, 8)

Derivatio nominis: Nach der großen Schale, die wie eine Knolle im Ringzentrum sitzt bzw. die bis an den Außenrand des Ringes reicht.

Holotypus: Das auf Taf. 3, Fig. 8 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Volano, NE Rovereto.

Stratum typicum: Biancone.

Diagnose: Kleinwüchsige Formen mit langovalem Ring und je einem Stachel in der Fortsetzung der längeren Ringachse. Der flache Außenrand ist von Dornen besetzt, mit Ausnahme des Bereiches über den Polarstäben. Der schmale Innenrand ist durch eine stark erhabene Leiste gekennzeichnet, die weder auf das Stachelareal noch auf den dornenführenden Rand übergreift.

Beschreibung: Auffallend ist die große gegitterte Rindenschale, die wie eine Knolle im Ringzentrum sitzt, da sie nicht nur den Innenrand des Ringes überragt, sondern bis zum Außenrand reicht. Der langovale Ring ist gegliedert in einen durch Leisten gekennzeichneten Innenring und einen flachen Außenring. Der Außenring wird an den Polen der langen Achse sehr breit, da sich aus ihm die beiden Stacheln allmählich

herausentwickeln; dort wo nur Dornen entwickelt sind, nimmt die Breite des Ringes ab. Die Rindenschale ist sehr groß und reicht weit über die Polarstäbe hinaus bis zum Außenrand. Die Polarstäbe selbst liegen über dem dornenfreien Raum.

Stratigraphische Reichweite: Unterkreide.

Acanthocircus variabilis (SQUINABOL)

(Taf. 3, Fig. 6, 10; Taf. 6, Fig. 5, 7)

1914 *Saturnalis variabilis* SQUINABOL (partim) - S. 292, Taf. 22, Fig. 8 (non 9)

1973 *Spongosaturnalis variabilis* (SQUINABOL) - MOORE (partim), S. 824, Taf. 6, Fig. 2 (non Fig. 1, 3)

1977 *Acanthocircus variabilis* (SQUINABOL) - PESSAGNO, S. 74, Taf. 3, Fig. 6

Bemerkungen: Auch hier muß man sich wiederum fragen, woher PESSAGNO 1977 weiß, daß die von SQUINABOL beschriebene Form eine spongiöse Rindenschale hatte, zumal SQUINABOL nichts über Aufbau und Ausbildung der Schale schrieb.

Spongosaturnalis sublongus YAO 1972 scheint doch eine eigene Art darzustellen und somit von *A. variabilis* abtrennbar. Die sehr ausgeprägte Gliederung des Ringes durch Leisten, die auch voll auf die Stacheln übergreifen, und die sehr breiten Randstacheln erscheinen uns gegenüber *A. variabilis* als brauchbare Unterscheidungsmerkmale. Auch die recht konstant symmetrisch bleibende Form ist auffallend gegenüber den im Umriß stark schwankenden Formen von *A. variabilis*.

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur aus dem Oberjura bekannt.

Acanthocircus sp. A

(Taf. 3, Fig. 3)

Bemerkungen: Obwohl zweifelsohne eine Ähnlichkeit mit *Acanthocircus squinaboli* besteht, ist vor allem die Ringform durch den Knick parallel der längeren Achse gravierend. Zudem sind keine echten Stacheln, sondern dornenartige Gebilde am Außenrand entwickelt, die einmal divergieren, zum anderen Mal parallel mit den dornenartigen Fortsätzen, die sie flankieren, verlaufen.

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur aus der Unterkreide bekannt.

Acanthocircus sp. B

(Taf. 5, Fig. 7)

Beschreibung: Gar nicht so selten auftretende Formen, deren Ring offen ist. Ring und Randstacheln völlig analog wie bei *Acanthocircus amissus* ausgebildet. Inwieweit es sich tatsächlich um eine eigene Art handelt oder um pathologische Formen, sollen weitere Untersuchungen erst erbringen.

Die Autoren betrachten auch die von YAO (1972: 27) aufgestellte Form *Saturnalis imperfectus* als pathologische Form. Es ist auch auffallend, daß diesem Autor nur ein Exemplar vorlag.

Stratigraphische Reichweite: Tiefe Unterkreide (Biancone von Volano bei Rovereto).

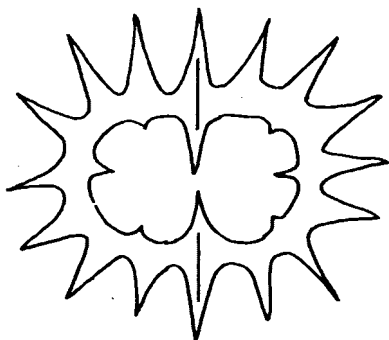
Palaeosaturnalis n.gen.

Typusart *Palaeosaturnalis triassicus* (KOZUR & MOSTLER 1972)

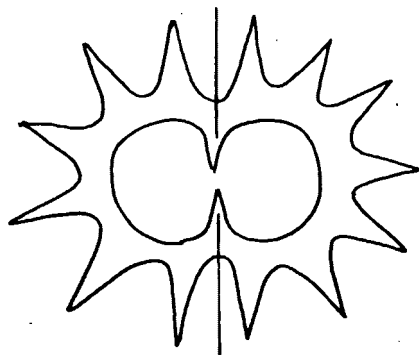
Diagnose: Formen mit glattem, flachem, in der Breite stark schwankendem, einfachem Ring, der rundum mit Stacheln besetzt ist; Dornen am Außenrand fehlen. Neben den polaren Stäben sind in den meisten Fällen Hilfs- bzw. Stützstäbe entwickelt.

Rinden- und Markschale siehe Familiendiagnose.

Bemerkungen: Der Name *Palaeosaturnalis* wurde deshalb gewählt, weil die aus der Trias stammenden Formen alle durch einen Ring gekennzeichnet sind, der im Querschnitt stets scheibchenförmig ist. Die polaren Stützstäbe liegen im Gegensatz zu den jurassisch-kretazischen Formen bis auf wenige Ausnahmen in der unmittelbaren Fortsetzung der Randstacheln (siehe Abb. 8). Abgesehen von diesem Merkmal fehlen bei den stratigraphisch jüngeren Formen meistens Hilfsstützstäbe, während diese bei den triassischen Formen noch sehr häufig vertreten sind.



Palaeosaturnalis-Typus A
nur in der Trias nachge-
wiesen



Palaeosaturnalis-Typus B
sehr häufig in Jura und
Kreide (selten in der Trias)

Palaeosaturnalis artus n.sp.

(Taf. 7, Fig. 11)

Derivatio nominis: Nach der schmalen Entwicklung des Ringes benannt.

Holotypus: Das auf Taf. 7, Fig. 11 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Pötschenpaß, Oberösterreich.

Stratum typicum: Oberrorische Pötschenkalke.

Diagnose: Formen mit schmalen Rand und langen, deutlich abgesetzten Stacheln, die im Bereich über den Polarstäben einen engeren Abstand aufweisen als im übrigen Ringbereich. Die beiden Polarstäbe liegen dem stachelfreien Außenrand gegenüber.

Beschreibung: Der runde bis rundovale Ring ist sehr schmal und glatt. Der Innenrand wird nur von den beiden Polarstäben unterbrochen. 10 lange, der Ringbreite entsprechende Stacheln sind deutlich vom Außenrand abgesetzt und weisen, abgesehen von jenem Bereich über den Polarstäben, den gleichen Abstand voneinander auf. Über den Polarstäben sind die Stacheln näher aneinander gerückt.

Bemerkungen: Ähnlichkeiten bestehen zu *Palaeosaturnalis latimarginatus* n.sp.; letztere Form weist jedoch einen sehr breiten Ring und gleichmäßige Stachelabstände über den gesamten Außenrand auf. Gegenüber *Palaeosaturnalis hueyi* (PESSAGNO) unterscheidet sich *P. artus* n.sp. durch die Ringform und Ringbreite sowie durch die Anordnung der Stacheln.

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur aus dem Oberror bekannt.

Palaeosaturnalis horridus (SQUINABOL)

(Taf. 1, Fig. 7-8, 11)

1903 *Acanthocircus horridus* SQUINABOL - S. 125, Taf. 9, Fig. 3

1914 *Saturnalis polymorphus* SQUINABOL (partim) - S. 293-295,
Taf. 22, Fig. 11; Taf. 24, Fig. 4

Neue Diagnose: Subcircularer bis unregelmäßig rundovaler, mäßig breiter, völlig glatter Ring mit 14-21 langen, spitz endenden Randstacheln. Der Zwischenstachelraum über den polaren Stützstäben ist schmal, die diesen einschließenden Stacheln sind in den meisten Fällen am längsten.

Beschreibung: Diese Art fällt besonders durch ihre langen, spitz endenden Stacheln auf. Neben mehr oder minder gut symmetrisch gebauten Formen treten häufig solche mit asymmetrischem Bau auf. Der wenig breite, völlig glatte Ring ist mit 14-21 Randstacheln besetzt, die in ihrer Länge variieren. Die Stacheln liegen in der Ringebene, sind daher ebenso flach wie der Ring selbst. Die Position der beiden polaren Stützstäbe ist stets unter dem Stachelzwischenraum, nie unmittelbar unter

einem Stachel. Von der Rindenschale ist die Ansatzstelle, knapp unter dem Ring liegend, meist gut erkennbar. Bei einigen Exemplaren ist auch eine kleine Markschale nachweisbar.

Stratigraphische Reichweite: Malm, Unterkreide und Oberkreide der Südalpen.

Palaeosaturnalis hueyi (PESSAGNO)

(Taf. 1, Fig. 2-3, 5-6)

1976 *Spongosaturninus hueyi* PESSAGNO - S. 39, Taf. 12, Fig. 1

Beschreibung: Ein mäßig breiter, subcircularer bis rundovaler Ring mit 8-12 breiten, parallel zur Ringebene stark komprimierten, etwas ungleich langen Stacheln. Die im Querschnitt sehr flachen Stacheln sind relativ kurz, an den Ringansatzstellen breit und verjüngen sich nach oben hin nur mäßig bzw. enden stumpf. Zwischen den einzelnen Randstacheln sind breite Zwischenräume; am markantesten ist der Zwischenraum über den polaren Stützstäben, die in einigen Fällen die Rudimente der Rinden- und Markschalen erkennen lassen.

Bemerkungen: *Palaeosaturnalis multispinosus* unterscheidet sich von der von PESSAGNO 1976 aufgestellten Art, abgesehen von der höheren Stachelzahl, durch die langen, spitzen Stacheln.

Stratigraphische Reichweite: Unterkreide der Südalpen und oberes Campan von Kalifornien.

Palaeosaturnalis latimarginatus n.sp.

(Taf. 7, Fig. 7, 12)

Derivatio nominis: Benannt nach dem sehr breit entwickelten Ring.

Holotypus: Das auf Taf. 7, Fig. 7 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Pötschenpaß, Oberösterreich.

Stratum typicum: Oberrorische Pötschenkalke.

Diagnose: Formen mit sehr breitem, glattem Ring; Innenseite bis auf zwei zarte Polarstäbe glatt. Außenrand mit 10 kurzen bis mittellangen, gleichmäßig verteilten, deutlich abgesetzten Stacheln ausgestattet.

Beschreibung: Auffallend ist der breite, glatte Rand mit abgesetzten, eher kurzen Stacheln. Der Innenrand des Ringes ist glatt bis auf die beiden zarten Polarstäbe. Die 10 mehr oder minder gleichmäßig über den Ring verteilten Stacheln sind im Vergleich zur Ringbreite sehr schmal, unten eher breit ansetzend, oben allmählich spitz zulaufend.

Die Polarstäbe liegen in der Fortsetzung des stachelfreien Raumes (Zwischenstachelraum).

Bemerkungen: Ähnlichkeiten bestehen zu Formen von *Palaeosaturnalis hueyi* (PESSAGNO); letztere ist jedoch, sowohl was die Ringform, Stachelform und Stachelabstände betrifft, relativ leicht von *Palaeosaturnalis latimarginatus* n.sp. zu unterscheiden und weist außerdem auch noch kräftige Polarstäbe auf.

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur aus dem Oberrhin bekannt.

Palaeosaturnalis levis n.sp.

(Taf. 2, Fig. 1-2)

Derivatio nominis: Nach dem auffallend breiten, glatten Ring benannt.

Holotypus: Das auf Taf. 2, Fig. 1 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Steinbruch Mollaro, Nonstal.

Stratum typicum: Hornsteinkalk der tieferen Oberkreide.

Diagnose: Sehr breiter, subcircularer, glatter Ring mit 10-12, z.T. spitzen, z.T. stumpf endenden Randstacheln, in der Ringebene liegend. Die massiven Stützstäbe liegen stets unter den Randstachelzwischenräumen. Die rudimentären Schalenreste deuten auf kleine Schalen hin.

Beschreibung: Diese Formen heben sich von anderen stark durch den breiten Ring ab. Die zwischen 10 und 12 schwankenden Randstacheln treten trotz relativ breiter Ansatzstelle deutlich voneinander getrennt auf. Während sich ein Teil der Stacheln rasch verjüngt, sind einige darunter, die stumpf enden bzw. Ansätze einer Spaltung aufweisen.

Die kräftigen Stützstäbe sind weit über die Hälfte ihrer Länge glatt und zeigen schon weitab vom Ring erst Ansätze der Rindenschale. An einigen Exemplaren konnte schon eine sehr kleine Markschale beobachtet werden.

Bemerkungen: Ähnlichkeiten bestehen zu den triassischen Formen mit breitem Ring, können aber aufgrund der völlig anders gearteten Position der Polarstäbe nicht mit diesen verwechselt werden.

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur aus der tieferen Oberkreide bekannt.

Palaeosaturnalis polymorphus (SQUINABOL) emend.

(Taf. 2, Fig. 4, 7-8)

1903 *Acanthocircus dendroacanthos* - S. 125, Taf. 9, Fig. 9

1914 *Saturnalis polymorphus* SQUINABOL (partim) - S. 293-294, Taf. 24, Fig. 6, 7

Bemerkungen: *A. dendroacanthos* wurde deshalb in die Variationsbreite von *Saturnalis polymorphus* einbezogen, weil es tat-

sächlich alle Übergänge von Formen mit nicht aufgespaltenen zu solchen mit aufgespaltenen Randstacheln gibt. SQUINABOL ist dabei auf eine Form gestoßen, deren Randstacheln beidseitig nur über den polaren Stützstäben aufgespalten sind. Wenn nun aber Ringform, Ringbreite und alle anderen Merkmale im Detail übereinstimmen, sollte man nicht infolge einer zufälligen symmetrischen Konstellation von gespaltenen Stacheln eine neue Art aufstellen.

1914 hat bereits SQUINABOL *Saturnalis dendroacanthos* selbst zu *Saturnalis polymorphus* gestellt. Die auf Taf. 2, Fig. 4, 7-8 abgebildeten Exemplare zeigen alle Übergänge der Aufspaltung. Dieselben Erscheinungen wurden auch bei einigen triassischen Palaeosaturnaliden beobachtet (siehe dazu auch KOZUR & MOSTLER 1972). Nicht konform gehen können wir mit der breiten Fassung von *S. polymorphus*, wie sie SQUINABOL 1914 vornimmt. Die unter Fig. 2-5 auf Taf. 24, und Fig. 11-12 auf Taf. 22 dargestellten Formen können nicht zu *S. polymorphus* gestellt werden, d.h. ein Einbeziehen der Arten *S. aculeatus* HOLMES 1900 und *S. horridus* SQUINABOL 1903 ist aufgrund unserer Untersuchungen völlig unmöglich (siehe neue Diagnose).

Ähnlichkeiten bestehen zwischen *Palaeosaturnalis polymorphus* (SQUINABOL) und *Palaeosaturnalis fissa* (KOZUR & MOSTLER), wobei letztere vor allem durch die Lage der polaren Stützstäbe von ersterer gut abtrennbar ist; aber auch in der Art der Aufspaltung sind die Unterschiede recht deutlich.

Abschließend soll noch vermerkt werden, daß die Art und Weise der Aufspaltung, wie wir sie bei *P. polymorphus* kennengelernt haben, nicht zur Entwicklung eines Porenkranzes führt bzw. es zu keinen Verwachsungen kommt, wodurch Poren produziert werden, wie dies SQUINABOL bei *A. dendroacanthos* vermutet. Vielmehr sind es dreispitzig entwickelte Stacheln, die zur Bildung mehrgliederiger Ringe führen.

Neue Diagnose: Glatte, dünner Ring, in der Breite variierend, von vorwiegend rundovaler Gestalt. Die langen Randstacheln, deren Zahl zwischen 11 und 15 schwankt, sind an den Enden aufgespalten. *S. polymorphus* soll mindestens vier gespaltenen Randstacheln aufweisen.

Stratigraphische Reichweite: Oberjura bis Oberkreide der Südalpen; massenhaft in den Hornsteinkalken der basalen Oberkreide nordöstlich von Mollaro/Nonstal, Südtirol. Die Alterseinstufung verdanken die Autoren Herrn Univ.-Doz. Dr. W. RESCH, Innsbruck.

Palaeosaturnalis tenuispinosus n.sp.

(Taf. 7, Fig. 1-3, 8)

Derivatio nominis: Nach den sehr schmalen Randstacheln benannt.

Holotypus: Das auf Taf. 7, Fig. 2 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Pötschenpaß, Oberösterreich.

Stratum typicum: Oberrorische Pötschenkalke.

Diagnose: Glatte, eher schmaler Ring mit sechseckigem Außenrand, bedingt durch die konstant auftretenden, sehr langen, dünnen Stacheln, während der Innenrand zwischen rund, rundoval und sechseckiger Formschwankt. Die beiden eher kurzen kräftigen Polarstäbe liegen in der unmittelbaren Fortsetzung der Stacheln.

Beschreibung: Das kennzeichnendste Merkmal sind die sechs sehr langen schmalen Stacheln, die so angeordnet sind, daß zwei unmittelbar über den Polarstäben liegen, die restlichen vier sind symmetrisch dazu angeordnet. Der Ring ist eher schmal und glatt, aber nicht völlig plan, zumal, bedingt durch die Stachelgestalt (senkrecht zur Ringebene komprimiert) der äußere Rand etwas aus der Ebene herausgedreht und hochgezogen wird. Der Außenrand wirkt dadurch wie eine sechsseitig erhöhte Rahmenleiste.

Die beiden Polarstäbe, unmittelbar in der Fortsetzung der Stacheln liegend, sind zwar kurz, aber kräftig; sie sind an der Ansatzstelle mindestens ebenso breit wie die darüberliegenden Stacheln.

Bemerkungen: Ähnlichkeiten bestehen zu *Spongosaturnalis elegans* (KOZUR & MOSTLER), unterscheiden sich jedoch durch die konstante Stachelzahl (sechs).

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur aus dem Oberror bekannt.

Palaeosaturnalis validus n.sp.

(Taf. 7, Fig. 4-6, 10)

Derivatio nominis: Nach den kräftigen Stützstäben benannt.

Holotypus: Das auf Taf. 7, Fig. 6 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Pötschenpaß, Oberösterreich.

Stratum typicum: Oberrorischer Pötschenkalk.

Diagnose: Sehr breiter Ring mit vielen (15-18), relativ kurzen, im Umriß variierenden Randstacheln; neben den beiden Polarstäben treten viele in der Größe schwankenden Hilfsstäbe hinzu, die z.T. auf das Ringareal übergreifen.

Beschreibung: Typisch ist der sehr breite, ungegliederte, flache Ring mit seinen vielen, eher dreieckig entwickelten, relativ kurzen Randstacheln, deren Zahl zwischen 15 und 18 schwankt. Die Randstacheln variieren, was ihre Größe und vor allem ihre Ausbildung betrifft, nicht wenig. Neben den breiten, dreieckig stumpf endenden Stacheln sind solche mit mehr spitzdreieckiger Form ausgebildet.

Ein sehr auffallendes Merkmal stellen die Hilfsstäbe, deren Ansatzstellen etwas auf den inneren Teil des Ringes, durch Auftragungen erkennbar, übergreifen. Eine detaillierte Untersuchung zeigt, daß es sich nicht um normale Hilfsstützstäbe

handelt, sondern daß diese wie Zangen die Schale halten (siehe Fig. 11, Taf. 8).

Die Polarstäbe sind in den meisten Fällen massiv, treten aber nicht besonders in den Vordergrund. Ihre Position schwankt zwischen dem stachelfreien Raum und der unmittelbaren Fortsetzung zu einem Randstachel.

Bemerkungen: Ähnlichkeiten bestehen zu *Spongosaturnalis multidentatus* KOZUR & MOSTLER, die sich jedoch sowohl durch die Lage der Stacheln als auch durch die geringere Zahl dieser (10-12) und durch den ungleichmäßigen Ansatz der Hilfsstäbe bzw. durch die einfache Gestaltung unterscheidet.

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur aus dem höheren Nor bekannt.

Palaeosaturnalis cf. venetus (SQUINABOL)

(Taf. 6, Fig. 3)

Beschreibung: Form mit rundovalem Ring und unregelmäßigen Außenstacheln. Möglicherweise gehen die unregelmäßig entwickelten Stacheln z.T. auf Korrosionserscheinungen zurück.

Palaeosaturnalis sp. A

(Taf. 1, Fig. 12)

Bemerkungen: Da bisher nur eine Form gefunden wurde, haben die Verfasser von der Neuaufstellung einer Art abgesehen, obwohl die Form sehr charakteristisch ist, und sich von jenen mit nur Polarstäben, die dem Zwischenstachelbereich gegenüberstehen, ganz besonders gut abheben.

Beschreibung: Ein schmaler, langovaler Ring mit zwei relativ langen Polarstäben; sehr charakteristisch sind die deutlich abgesetzten, sehr spitz auslaufenden Stacheln, die senkrecht zur Ringebene komprimiert wurden, und außerdem eine blattartige Form aufweisen bzw. bei zwei Stacheln bereits Ansätze zur Aufspaltung in dreigliedrige Stacheln aufweisen.

Palaeosaturnalis sp. B

(Taf. 1, Fig. 13)

Beschreibung: Rundovaler, ungleich breiter Ring mit unterschiedlicher Stachelausbildung; einmal sind spitzdreieckige Stacheln entwickelt, zum anderen Mal Stacheln von der Gestalt eines nahezu gleichseitigen Dreiecks. Die beiden langen Polarstäbe stehen dem randstachelfreien Zwischenraum gegenüber.

Palaeosaturnalis sp. C

(Taf. 7, Fig. 9)

Beschreibung: Formen mit unregelmäßig breitem Rand und sechs kurzen Stacheln. Die Stacheln sind nicht scharf vom Außenrand abgesetzt, sondern verfließen vielmehr mit dem Rand. Der Innenrand zeigt neben den beiden Polarstäben zwei kurze, senkrecht dazu angeordnete Hilfsstäbe.

Genus *Saturnalis* HAECKEL 1881

Typusart *Saturnalis circulus* HAECKEL

Saturnalis subquadratus n.sp.

(Taf. 6, Fig. 9, 12)

Derivatio nominis: Nach dem eher viereckig gestalteten Ring benannt.

Holotypus: Das auf Taf. 6, Fig. 9 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Mollaro (Nonstal).

Stratum typicum: Scaglia/tieferes Cenoman.

Diagnose: Deutlich gegliederter Ring von viereckiger Gestalt. Parallel zu den Polarstäben länger oder gleich lang als senkrecht dazu. Ein oder zwei Schalen, die gegittert oder spongiös entwickelt sind.

Beschreibung: Der deutlich gegliederte Ring ist annähernd viereckig, an den Ecken abgerundet. Die Ringbreite senkrecht zu den Polarstäben ist gleich groß oder geringer als parallel dazu. Die nur mehr zum Teil erhaltene Außenschale ist entweder spongiös oder gegittert.

Stratigraphische Reichweite: Bisher nur aus dem Cenoman bekannt.

Saturnalis simplex SQUINABOL

(Taf. 6, Fig. 10, 13)

1914 *Saturnalis simplex* SQUINABOL - S. 286-287, Taf. 22, Fig. 2

1972 *Spongosaturnalis protoformis* YAO - S. 27-28, Taf. 1, Fig. 2-7; Taf. 10, Fig. 1-2

Beschreibung: Vorherrschend Formen mit flachelliptischem, meist asymmetrischem Ring; in einigen Fällen sind die Umbiegestellen von nicht ausgewogener Bogengestalt, sondern stark gekrümmt bis nahezu geknickt.

Der Ring läßt eine deutliche Wulstbildung erkennen. SQUINABOL 1914 unterläßt es, eine Angabe über die Ringbeschaffenheit

Trias	Lias	Dogger	Malm	U.-Kreide	O.-Kreide	Zeit / Arten
				—————		<i>A. amissus</i>
					—	<i>angustus</i> n.sp.
			—			<i>breviaculeatus</i> n.sp.
			—————			<i>brustolensis</i>
			—————			<i>campbelli</i>
	—————					<i>dicranacanthos</i>
			—————			<i>italicus</i>
			—————			<i>longispinosus</i> n.sp.
					—	<i>multiradiatus</i>
					—	<i>squinaboli</i> n.sp.
			—————			<i>tuberosus</i> n.sp.
—						<i>P. artus</i> n.sp.
			—————			<i>horridus</i>
			—————			<i>hueyi</i>
	—					<i>latimarginatus</i> n.sp.
					—	<i>levis</i> n.sp.
			—————			<i>polymorphus</i>
—						<i>tenuispinosus</i> n.sp.
—						<i>validus</i> n.sp.
				—————		cf. <i>venetus</i>
					—	<i>S. subquadratus</i> n.sp.
			—————			<i>simplex</i>

Tabelle 5: Bisherige stratigraphische Reichweite der *Acanthocircus*-, *Palaeosaturnalis*- und *Saturnalis*-Arten

zu machen. An den Polarstäben sind die von den Schalen her-rührenden fragmentarischen Dornen zu beobachten. Demnach waren diese Formen mit zwei oder drei Schalen ausgestattet. Schon SQUINABOL hat erkannt, daß die Schale bzw. Schalen relativ groß sein müßten, was mit dem vorliegenden Material bestens übereinstimmt.

Bemerkungen: SQUINABOL 1914 hat eine *Saturnalis irregularis* abgebildet, die völlig mit *Saturnalis simplex* in dieser Studie übereinstimmt (Taf. 6, Fig. 13). SQUINABOL vertrat allerdings die Meinung, daß an einer Umbiegestelle noch der Ansatz eines Stachels zu erahnen wäre, und stellt daher diese Form zu *Acanthocircus irregularis*, einer Art die durch einen Stachel gekennzeichnet ist. 1914 reiht er diese Formen unter der Gattung *Saturnalis* ein.

YAO (1972: 27) hat deshalb eine neue Art geschaffen, weil SQUINABOL (1914: 286) keine Angaben über die Schalenbeschaffenheit anführt. Die Überprüfung des Materials ergab aber, daß es sich um keine neue Art, sondern um *Saturnalis simplex* handelt.

Am ähnlichsten ist *Saturnalis simplex* der Form *Saturnalis planetes* HAECKEL, unterscheidet sich aber durch den runden Querschnitt der Polarstäbe und der großen Schale. *Saturnalis ellipticus* HAECKEL hat eine eher rundovale Gestalt und weist vor allem keinen Einzug auf.

Stratigraphische Reichweite: Oberjura bis höhere Unterkreide.

7. Anmerkungen zur stratigraphischen Verwertbarkeit der Saturnalinae

Von den bisher 22 aus der Trias bekannten Arten der Gattung *Palaeosaturnalis* n.g.n. (vier davon wurden in dieser Arbeit neu beschrieben) sind fünf aus dem Cordevol nachgewiesen, die restlichen sind auf das Mittel- bis Obernor beschränkt. Keine einzige der 22 Arten überschreitet nach dem derzeitigen Untersuchungsstand die Trias/Jura-Grenze.

Zugegebenermaßen besteht, was den Zeitraum zwischen Rhät und tieferem Lias betrifft, noch eine gewaltige Informationslücke, doch kennen wir aus dem höheren Lias der Südalpen artenreiche Radiolarienfaunen, denen, abgesehen von *Acanthocircus dicranacanthos*, Vertreter der Familie Saturnalidae völlig fehlen. Verweilen wir zunächst noch bei den Arten der Gattung *Palaeosaturnalis*, so finden wir von den 11 in dieser Arbeit angeführten und diskutierten Arten drei zum ersten Mal im Tithon einsetzen, und wenn wir hier die Vertreter der Gattung *Acanthocircus* hinzunehmen, so sind es weitere drei Arten, die zu dieser Zeit weit verbreitet sind. Generell ist aus dem derzeitigen Verbreitungsbild der Saturnalinae ein großer Freiraum zwischen Obertrias und Oberjura herauszulesen, der nicht nur auf Informationslücken zurückgehen mag, sondern auch mit der Absenkung des Ablagerungsraums bzw. mit der vollen Verbindung zum Tethysozean zusammenhängen dürfte. Die cordevolischen Göstlinger Kalke und die nori-

schen Pötschenkalke sind sicher Tiefwasserablagerungen (siehe MOSTLER 1978) und die des höheren Juras ebenso; dazwischen haben wir es mit Sedimenten von Hoch- und Tiefschwellen zu tun, wenn wir von den Allgäuschichten absehen (ebenso Tiefwasserablagerungen), die bisher sehr schlecht erhaltene Faunen geliefert haben, und damit für uns als wichtige Informationsquelle ausfallen.

Vom oberen Jura leitet eine Reihe von Arten in die Unterkreide über, deren Lebensdauer, von vier Arten abgesehen, die Unter-Oberkreidegrenze nicht erreicht. Nicht unbedeutend ist das Einsetzen von fünf Arten in der Unterkreide, wovon mit einer Ausnahme alle noch innerhalb der Unterkreide erlöschen. Da die in der basalen Oberkreide ausgewiesenen Arten neue Arten sind, über deren stratigraphische Reichweite man noch wenig weiß, soll man das in der graphischen Darstellung abrupte Auftreten nicht überbewerten (Tabelle 5). Um die z.T. noch offenen stratigraphischen Reichweiten einzelner Arten der Unterfamilie Saturnalinae in den Griff zu bekommen, haben die Autoren begonnen, anhand radiolarienreicher Schichtfolgen, die vom Lias bis in die Oberkreide durchgehen, und bestens fossilbelegt sind, diesen Fragen näher zu kommen.

Danksagung

Zu besonderem Dank sind wir Herrn Univ.-Prof. Dr. Jörg KLIMA, Institut für Elektronenmikroskopie der Universität Innsbruck, verpflichtet, der in mühevoller Arbeit die elektronenmikroskopischen Aufnahmen für uns durchgeführt hat.

Herrn Univ.-Doz. Dr. Werner RESCH, Geologisches Institut der Universität Innsbruck, verdanken wir die Einstufung einiger kretazischer Proben mit Hilfe von Foraminiferen; außerdem sei ihm an dieser Stelle für stimulierende Diskussionen herzlichst gedankt.

Für die Überlassung einiger radiolarienführender Proben danken wir den Herren Univ.-Prof. Dr. W. BAUSCH, Universität Erlangen, und Herrn Dr. L. KRYSZYN, Universität Wien.

Nicht zuletzt danken wir dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich für die Beistellung von Reisemitteln und Material (Projektnummer 3618).

Literaturverzeichnis

- BECHSTÄDT, T. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. - Jb.Geol. B.A., Bd. 121, H. 1, S. 1-121, 17 Abb., Wien.
- BECHSTÄDT, T.; BRANDNER, R. & H. MOSTLER (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. - Geol. Rdsch., 65, 2, 616-648, Stuttgart.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (in Druck): Ein Beitrag zur Mikropaläontologie und Sedimentologie der Gutensteiner Schichten in den östlichen Kalkvorralpen (Nördliche Kalkalpen, Österreich).
- CAMPBELL, A.S. (1954): Radiolaria. In: Treatise on Invertebrate Paleontology (R.C. MOORE ed.), part D, Protista 3, 11-163, Kansas.
- CAMPBELL, A.S. & B.L. CLARK (1944): Radiolaria from Upper Cretaceous of Middle California. - Spec. Paper, Geol. Soc. Amer., 57, 1-61, 1 Abb., 8 Taf.
- CITA-SIRONI, M.B. (1964): Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sui sedimenti pelagici del Giurassico superiore e del Cretaceo inferiore nella catena del Monte Baldo. - Riv. Ital. Paleont. e Stratigr. - Memoria X, Milano.
- CITA, M.B. & G. PASQUARÈ (1959): Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti. - Riv. Ital. Paleont. Strat., Vol. LXV, n. 4, S. 385-442, Fig. 1-6, Taf. XXV-XXVIII, Milano.
- DEFLANDRE, G. (1953): Radiolaires fossiles. - In: GRASSÉ, P.P.: Traité de zoologie, 1 (2), 389-436, 332 Abb., Paris.
- DONOFRIO, D.A. (1975): Mikrofaunistische Untersuchungen der Hallstätter Kalke in den Berchtesgadener Alpen. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- FISCHLI, H. (1916): Beitrag zur Kenntnis der fossilen Radiolarien in der Riginagelfluh. - Mitt. der Naturwiss.Ges. in Winterthur, 11. Heft, Jg. 1915-1916, S. 44-47, Selbstverlag der Naturwiss.Ges., Buchdruckerei Ziegler.
- FOREMAN, H.P. (1968): Upper Maestrichtian Radiolaria of California. - Spec. Paper in Paleontology, 3, 1-82, 8 Taf.
- FOREMAN, H.P. (1973): Radiolaria from DSDP Leg 20. - In: HEEZEN, B.C.; MacGREGOR, I.D. u.a.: Initial reports of the deep sea drilling project, 20, S. 249-305, 1 Abb., 4 Taf., 16 Taf., Washington.
- HAECKEL, E. (1862): Die Radiolarien (Rhizopoda Radiolaria). Eine Monographie. - 572 S., 35 Taf., Berlin.
- HAECKEL, E. (1882): Entwurf eines Radiolariensystems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien. - Jena, Zeitschr. Naturwiss., 15 (n.F. 8), 418-472, Jena.
- HOLMES, W.M. (1900): On Radiolaria from the Upper Chalk at Coulsdon (Surrey). - Quart. Journ. Geol. Soc. London, 56, S. 694-704, 2 Taf., London.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I: Revision der Oberfamilie Coccodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer

- triassischen Vertreter. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 2, 8/9, S. 1-60, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Zur künftigen Verwertbarkeit von Radiolarien für stratigraphische und paläontologische Untersuchungen in der Trias. - Symposium "Mikrofazies und Mikrofauna der Alpenen Trias und deren Nachbargebiete" (Kurzfassung der Vorträge), Innsbruck.
- KRYSTYN, L. (1978): Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. - Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. - Schriftenr.Erdwiss.Komm.Österr.Akad.Wiss., Bd. 4, S. 37-75, 15 Abb., 5 Taf., Wien.
- MATTHES, H.W. (1956): Einführung in die Mikropaläontologie. - 348 S., 1050 Abb., 53 Tab., S.-Hirzel-Verlag, Leipzig.
- MOORE, T.C. (1973): Radiolaria from Leg 17 of the Deep Sea Drilling Project. - In: WINTERER, E.L.; EWING, J. et al.: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. XVII, Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office, pp. 797-869, pls. 1-18.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 7, H. 3, S. 1-28, Innsbruck, November 1978.
- MOSTLER, H. & R. ROSSNER (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisischen Grenzsichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 6, 2; S. 1-44, Mai 1977.
- MÜLLER, A.H. (1963): Lehrbuch der Paläozoologie, Bd. II. - Invertebraten. Teil I - Protozoa - Mollusca 1, 2. Aufl., Gustav-Fischer-Verlag Jena.
- PESSAGNO, E.A. Jr. (1969): Mesozoic planktonic foraminifera and Radiolaria. - In: EWING, M. et al.: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 1. Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office, pp. 1-672, 607-621, pls. 4-12, Textfig. 8.
- PESSAGNO, E.A. Jr. (1976): Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley sequence, California Coast Ranges. - Micropaleontology, Special publication, No. 2, New York.
- PESSAGNO, E.A. Jr. (1977): Upper Jurassic Radiolaria and Radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. - Micropaleontology, Vol. 23, no. 1, pp. 56-113, pls. 1-12.
- PISA, G. (1974): Tentativo di ricostruzione paleoambientale di piattaforma carbonatica medio-triassica delle Alpi Carniche sud-occidentali. - Mem. Soc. Geol. Ital., 13 (1974), 35-83, 34 Abb.
- RIEDEL, W.R. (1971): Systematic classification of polycystine Radiolaria. - In: FUNNELL, B.M. & W.R. RIEDEL: The micropaleontology of oceans, 649-661, Cambridge.
- RIEDEL, W.R. & A. SANFILIPPO (1974): Radiolaria from the southern Indian Ocean, DSDP Leg 26. - In: DAVIES, T.A. et al., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. XXVI, Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office, pp. 1-1129.
- RÖRMERMANN, H. (1968): Geologie von Hydra (Griechenland). - Geologica et Palaeontologica, 2, S. 163-171, 3 Abb., Marburg.

- ROSENBERG, G.v. (1966): Geleitworte zu den Tabellen des nord- und südalpiner Jura der Ostalpen. - Jb.Geol.B.A., Bd. 109, S. 173-175, Wien.
- RÜST, D. (1892): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und der palaeozoischen Schichten. - Palaeontographica, 38, 107-200, 25 Taf., Stuttgart.
- RÜST, D. (1898): Neue Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide. - Palaeontographica, 45, 1-67, 29 Taf., Stuttgart.
- SCHLAGER, W. & W. SCHÖLLNERBERGER (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt.Geol.Ges. Wien, 66/67, 165-198, Wien.
- SQUINABOL, S. (1903): Le Radiolarie dei Noduli selciosi nella Scaglia degli Euganei. - Contrib. I, Riv. Ital.Paleontologia, Vol. IX, fasc. IV, pp. 105-150, Tav. VIII-X, Bologna.
- SQUINABOL, S. (1903): Radiolarie fossili di Teolo (Euganei). - Memorie R. Accademia Scienze, Lettere ed Arti, Vol. XIX, pp. 127-130, Padova.
- SQUINABOL, S. (1914): Contributo alla conoscenza dei Radiolari fossili del Veneto-Appendice: Di un genere di Radiolari caratteristico del secondario. - In: Memorie Istituto Geologia Università Padova, Vol. II, mem. 7, pp. 249-306, Tav. XX-XXIV, Padova.
- SUMMESBERGER, H. & L. WÄGNER (1971): Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich, Mitteltrias). - Annales Naturhist. Mus. Wien, 75, 3-356, 2 Abb., 3 Phototaf., 1 Profiltaf., Wien.
- TAPPAN, H. & A.R. LOEBLICH Jr. (1973): Evolution of the Oceanic Plankton. - Earth Science Reviews, 9, S. 207-240, Elsevier Scientific Publishing Comp., Amsterdam.
- TOLLMANN, A. (1976a): Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II. Analyse des klassischen nordalpiner Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - 580 S., Verlag Deuticke, Wien.
- YAO, A. (1972): Radiolarian fauna from the Miso belt in the northern part of the Inoyama area, Central Japan. - J. Geosc. Osaka City Univ., 15, 21-64.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

Vergrößerungen ca. 150 x (Fig. 10 = 350 x)

- Fig. 1 *Acanthocircus amissus* (SQUINABOL)
Fig. 2-3, 5-6 *Palaeosaturnalis hueyi* (PESSAGNO)
Fig. 4 *Acanthocircus angustus* n.sp. (Holotypus)
Fig. 7-8 (8a,
8b), 11 *Palaeosaturnalis horridus* (SQUINABOL)
Fig. 9 *Acanthocircus breviaculeatus* n.sp.
Fig. 12 *Palaeosaturnalis* sp. A
Fig. 13 *Palaeosaturnalis* sp. B

TAFEL 2

- Fig. 1-2 *Palaeosaturnalis levis* n.sp. (Fig. 1 = Holotypus);
350 x
Fig. 3 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQUINABOL); 100 x
Fig. 5-6 *Acanthocircus angustus* n.sp.; 200 x
Fig. 4, 7-8 *Palaeosaturnalis polymorphus* (SQUINABOL); 350 x

TAFEL 3

- Fig. 1, 11 *Acanthocircus campbelli* (FOREMAN). Fig. 1 soll
den erhabenen Innenrand, der auf den Stachelbe-
reich übergreift, darstellen (400 x); Fig. 11
(150 x)
Fig. 2, 8 *Acanthocircus tuberosus* n.sp. (Fig. 8 = Holotypus);
Fig. 2 (500 x); Fig. 8 (150 x)
Fig. 3 *Acanthocircus* sp. A (150 x)
Fig. 4, 7 *Acanthocircus squinaboli* n.sp.; Fig. 4 (150 x);
Fig. 7 (nicht in den Stachelbereich einbezogener
erhabener Innenrand; 700 x)
Fig. 5, 9 *Acanthocircus multidentatus* (SQUINABOL); 150 x
Fig. 6, 10 *Acanthocircus variabilis* (SQUINABOL); 150 x
Fig. 12, 14 *Acanthocircus breviaculeatus* n.sp. (Fig. 14 =
Holotypus); 150 x
Fig. 13 *Acanthocircus italicus* (SQUINABOL); 150 x

TAFEL 4

- Fig. 1, 3, 5-6 *Acanthocircus italicus* (SQUINABOL); 350 x
Fig. 2 *Acanthocircus multidentatus* (SQUINABOL); 350 x
Fig. 4, 7-9 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQUINABOL); Teil-
ausschnitt, um den Aufsatz zu zeigen und den
erhabenen Außenrand bzw. seine Einbeziehung in
den Stachelbereich gut sichtbar zu machen (500 x)

TAFEL 5

- Fig. 1-4, 6, 9 *Acanthocircus amissus* (SQUINABOL); 200 x; Fig. 9 zeigt die starke seitliche Kompression des Stachels und die Verbreiterung der Rinne im Stachelbereich (400 x)
 Fig. 5, 8 *Acanthocircus longispinosus* n.sp. (Fig. 5 = Holotypus)
 Fig. 7 *Acanthocircus* sp. B (200 x)
 Fig. 10, 11 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQUINABOL); 200 x

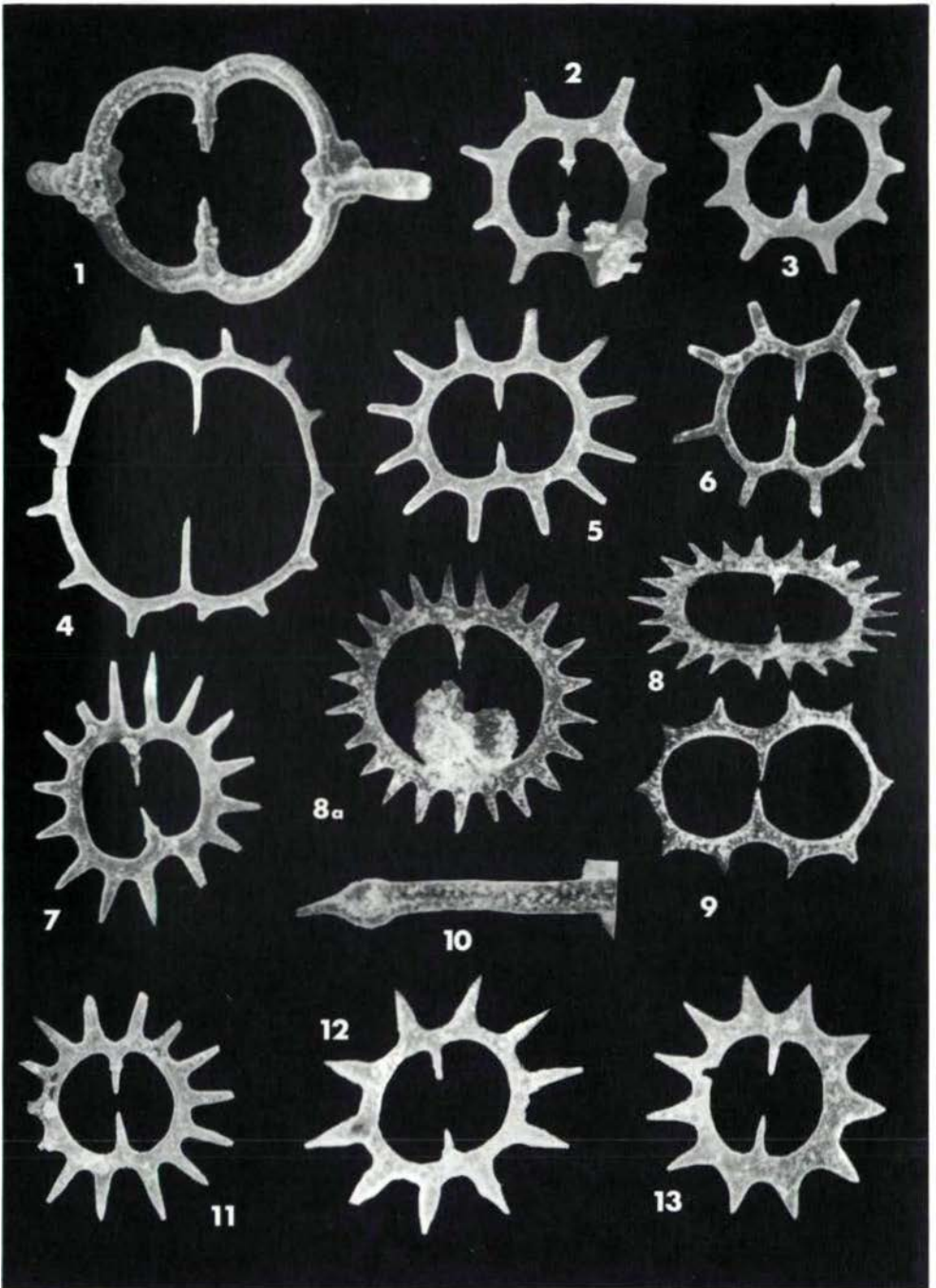
TAFEL 6

- Fig. 1 *Acanthocircus longispinosus* n.sp. (400 x); der etwas abgesetzte Außenrand setzt sich auf den Stacheln fort
 Fig. 2 *Acanthocircus amissus* (SQUINABOL); 350 x; Ausschnitt mit erhabenem Innenrand
 Fig. 3 *Palaeosaturnalis* cf. *venetus* (SQUINABOL)
 Fig. 4 *Acanthocircus amissus* (SQUINABOL); 400 x; Aufsatz, der vom Ring auf den Stachel übergreift
 Fig. 5, 7 *Acanthocircus variabilis* (SQUINABOL); Fig. 5 (300 x); Fig. 7 (200 x)
 Fig. 6 *Acanthocircus amissus* (300 x); Ringausschnitt, um den über den Einzug hinweglaufenden erhabenen Außenrand zu zeigen
 Fig. 8 *Acanthocircus amissus* (300 x); beidseitig erhabener Außenrand mit dazwischen liegender ausgeprägter Rinne, die auf den Stachelbereich übergreift, und dort mit einem Loch abschließt
 Fig. 9, 12 *Saturnalis subquadratus* n.sp. (Fig. 9 = Holotypus); 250 x
 Fig. 10, 13 *Saturnalis simplex* SQUINABOL (200)
 Fig. 11 *Acanthocircus amissus* (SQUINABOL); 500 x; die stärkere Vergrößerung soll den erhabenen Außenring aufzeigen, der durch die Anlage einer Rinne zweigeteilt ist. Außerdem ist ein guter Einblick in die Perforation am Ende der Rinne gegeben
 Fig. 14 *Acanthocircus brustolensis* (SQUINABOL)

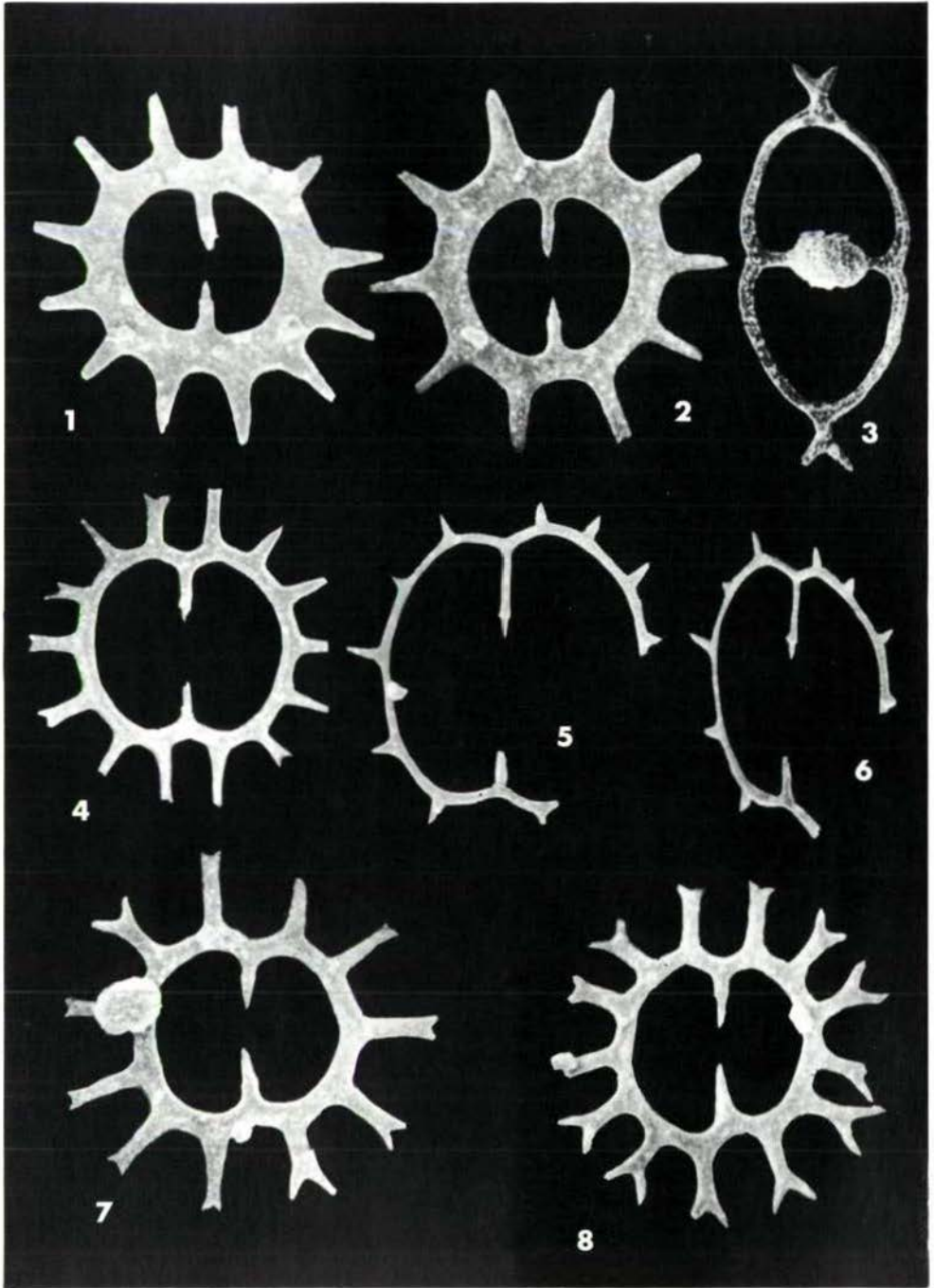
TAFEL 7

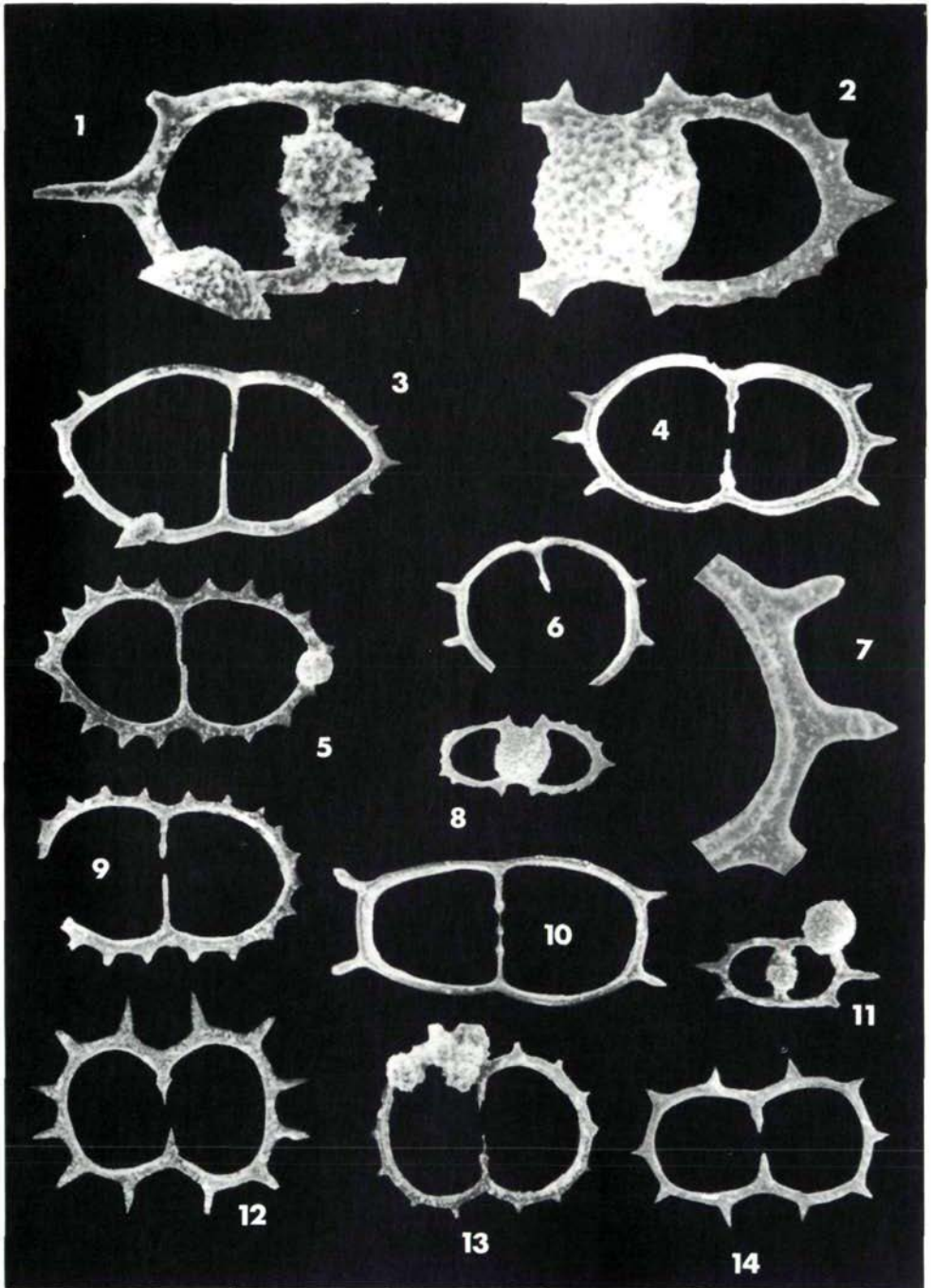
- Fig. 1-3, 8 *Palaeosaturnalis tenuispinosus* n.sp. (Fig. 2 = Holotypus); 150 x
 Fig. 4-6, 10 *Palaeosaturnalis validus* n.sp. (Fig. 6 = Holotypus); Fig. 4 und 6 (300 x); Fig. 5 (200 x); Fig. 10 stellt den breiten, flachen Ring mit den seitlich komprimierten Stützstäben dar (500 x)
 Fig. 7, 12 *Palaeosaturnalis latimarginatus* n.sp. (Fig. 7 = Holotypus); 150 x
 Fig. 9 *Palaeosaturnalis* sp. C (200 x)
 Fig. 11 *Palaeosaturnalis artus* n.sp. (Holotypus); 150 x

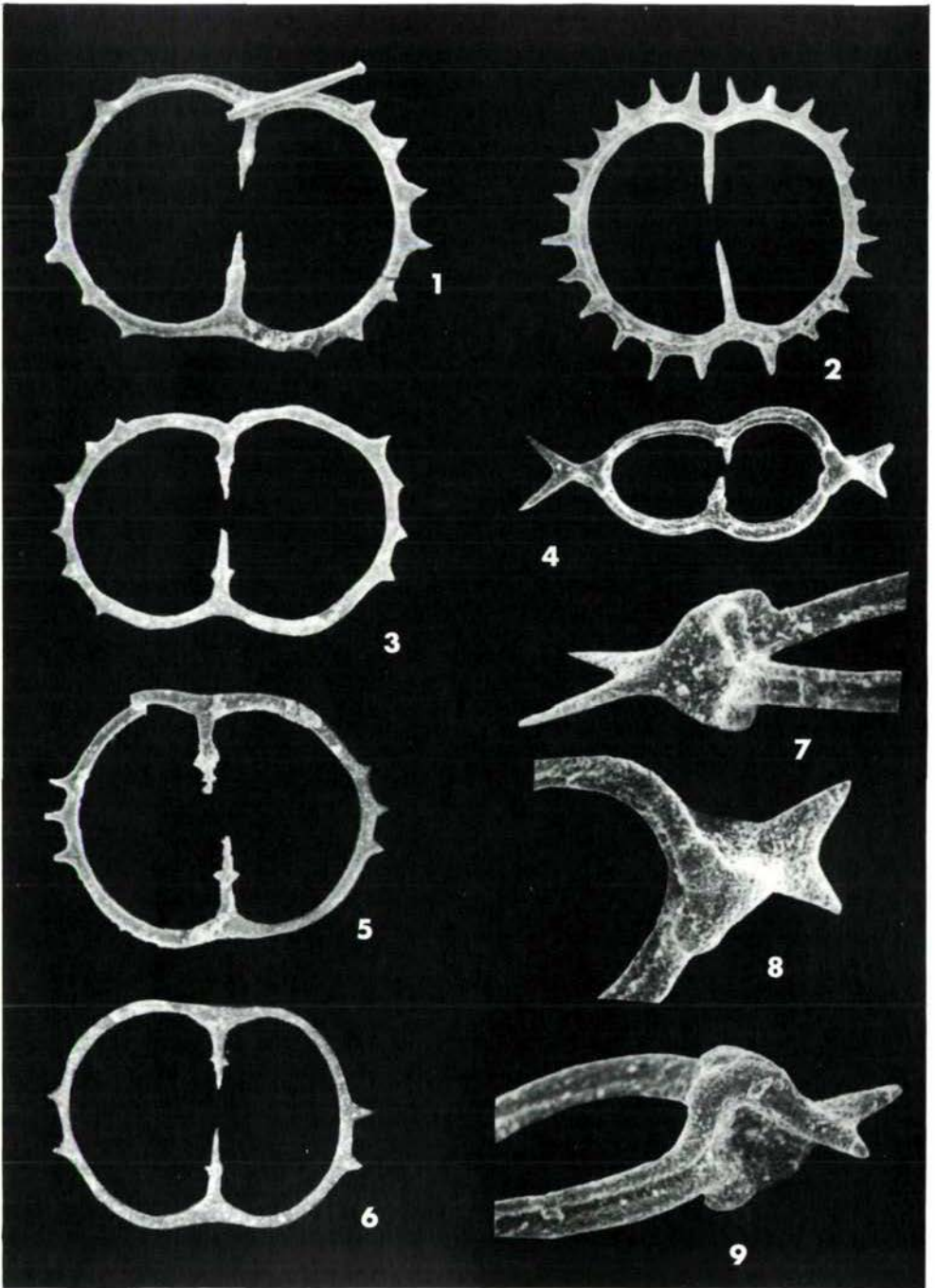
Tafel I



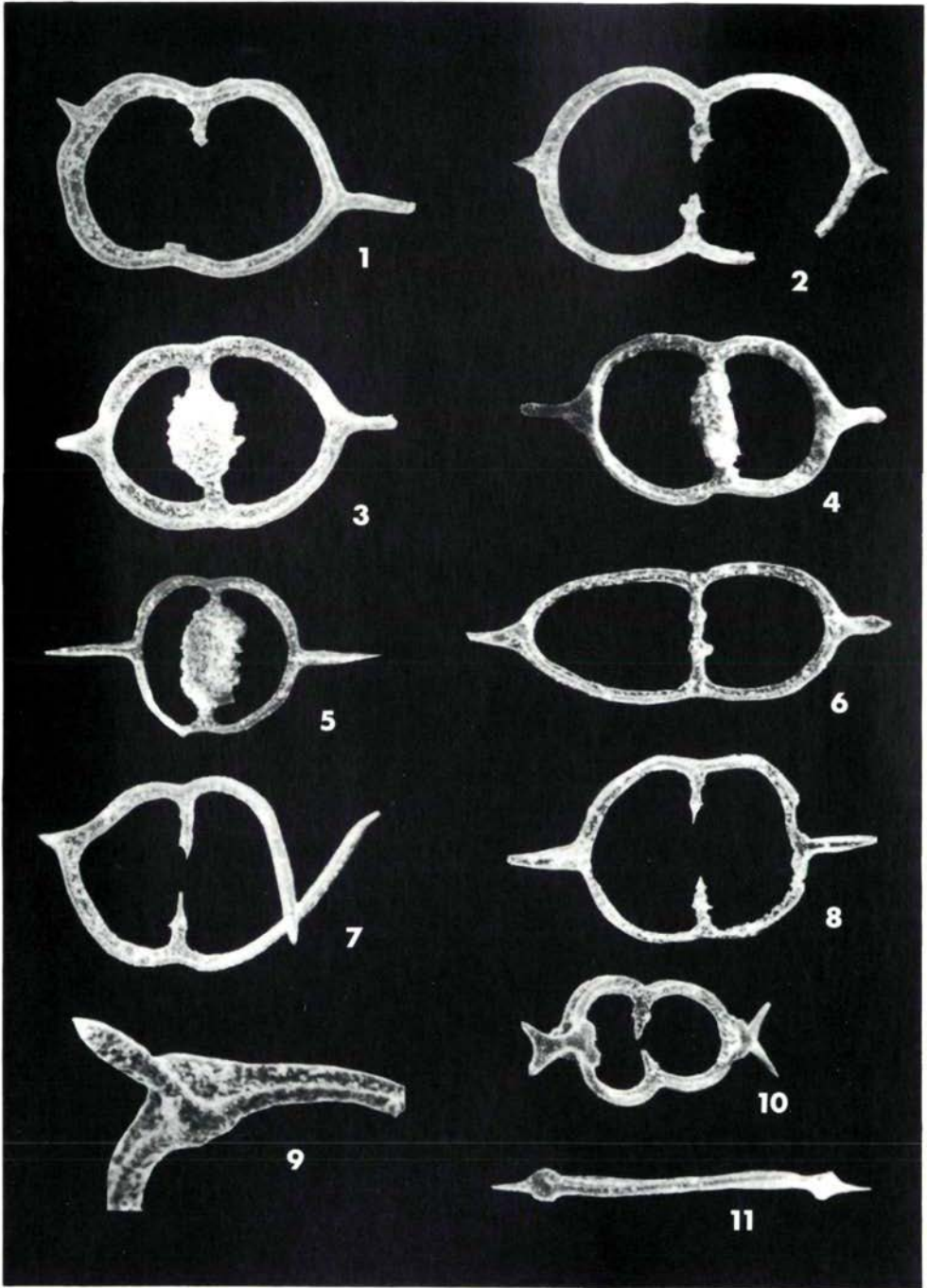
Tafel II

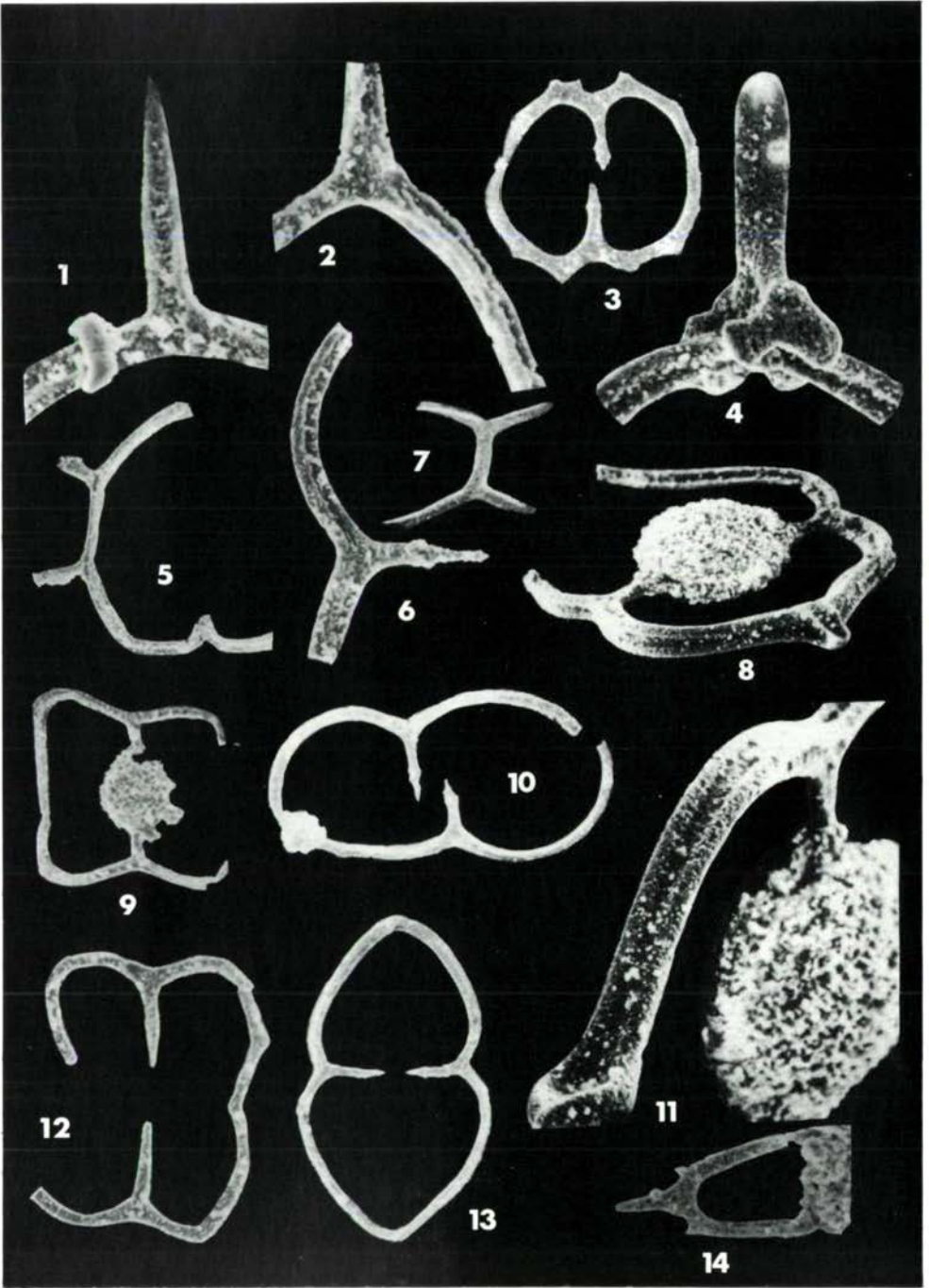




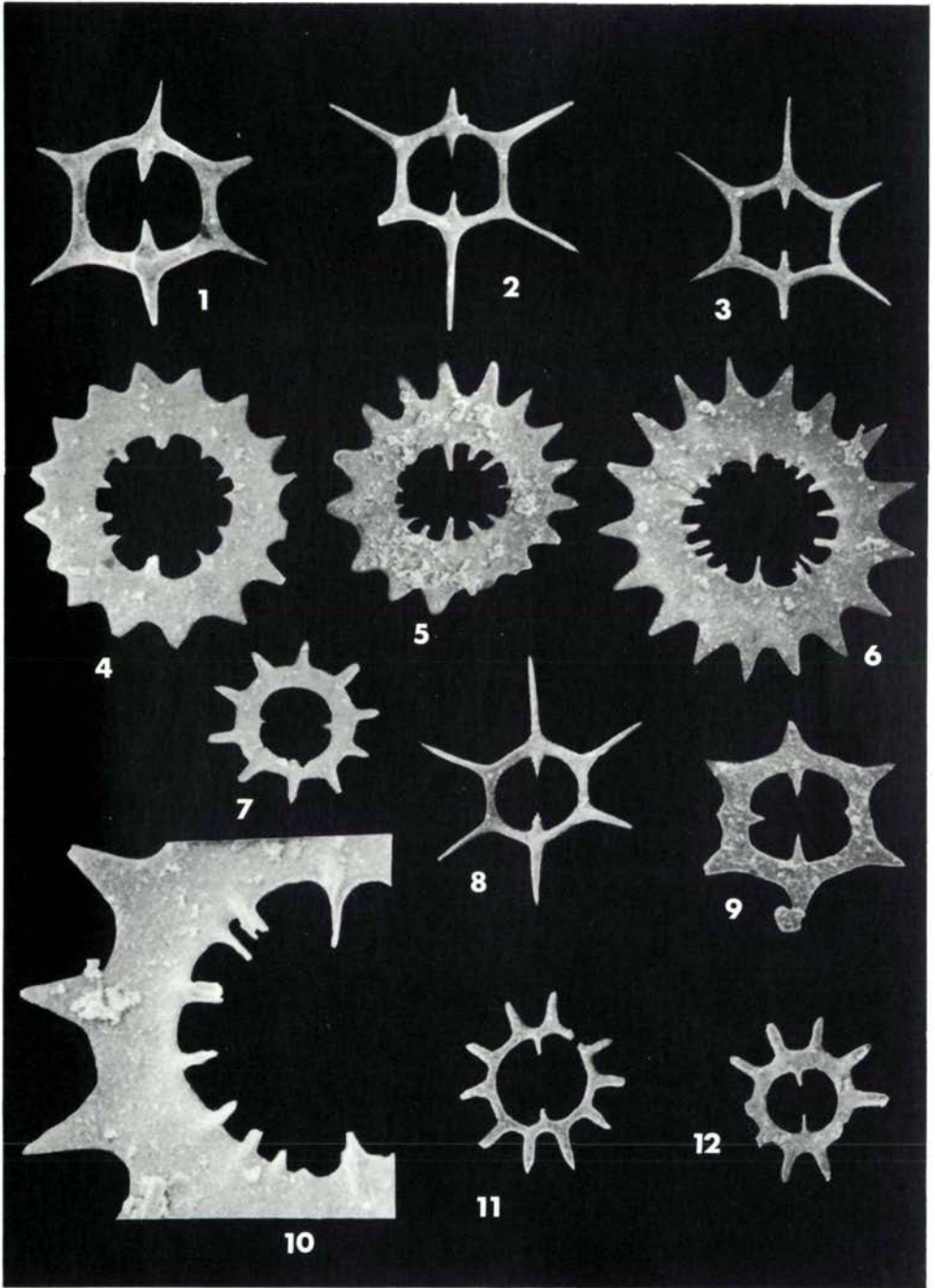


Tafel V





Tafel VII



Über ein stratiformes Schwerspatvorkommen in unterpermischen Schichten des Montafons (Vorarlberg)

von J.G. Haditsch, W. Leichtfried und H. Mostler⁺)

Zusammenfassung

Über dem Altkristallin der sogenannten "Phyllitgneisdecke" (Oberostalpin) transgrediert in einem schmalen Bereich (erste Anlage eines intermontanen Beckens) eine hochoberkarbone marine Schichtfolge. Flächenmäßig wesentlich weiter ausgreifend ist die unterpermische Transgression; die gleichzeitig damit ablaufende synsedimentäre Tektonik schafft eine wesentliche Erweiterung des intermontanen Beckens, welches eine spätvariszische Rotmolasse mit sauren Vulkaniten aufnahm.

An die im wesentlichen subaerisch geförderten Subsequentite, es handelt sich vorwiegend um Rhyodacite, ist eine Reihe von Vererzungen gebunden (Fe-Cu, Au und Mo). In jüngster Zeit wurde auch eine Ba-Mineralisation in Verbindung mit einem Subvulkan unterpermischen Alters nachgewiesen. Es handelt sich hierbei nicht um eine synsedimentäre Vererzung, sondern das 80 cm mächtige Barytlager drang schichtungsparallel in die benachbarten Tonsteine ein. Die Bildungszeit des Barytlagers fällt auf jeden Fall in das Unterperm, da es noch vor der Förderung des dritten "Quarzporphyrs" entstand, und im Hinblick auf die Hauptwirksamkeit der saalischen Phase ein präsaalisches Ereignis darstellt.

⁺) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Johann Georg Haditsch, Mariatrosterstr. 193, A-8043 Graz; Dr. Wolfgang Leichtfried, Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Der unmittelbare Zusammenhang des Barytlagers mit dem Subvulkan am Verspeller läßt an einer hydrothermalen Mineralisation keinen Zweifel aufkommen. Unseres Erachtens handelt es sich hierbei um die erste nachgewiesene unterpermische Ba-Mineralisation in den Ostalpen, die in direkter Verbindung mit dem unterpermischen Vulkanismus steht, und nach dem Ba/Sr-Verhältnis im mittleren Bereich der hydrothermalen Abfolge entstand.

Summary

A marine stratigraphic sequence dating back to the late Upper Carbonic period is transgressing in a small zone on top of the "Altkristalin" of the so-called "Phyllitgneisdecke" (first step towards an intermontane basin). The transgression during the Lower Permian covers an area which is by far larger; simultaneously occurring sedimentary tectonics substantially increase the width of the intermontane basin, which was filled by Late Variscian red molasse with acidic volcanic rocks.

The mainly subaerially emerged subsequentites, in this case mostly rhyodacites, occur in combination with a series of mineralizations (Fe-Cu, Au and Mo). Recently evidence has been found of a Ba-mineralization associated with subvolcano dating back to the Lower Permian period. This is not a symsedimentary mineralization; the baryte bed with a thickness of 80 cm penetrated into the neighbouring clay-stone parallel to its stratification. The baryte bed was definitely formed during the Lower Permian, as it developed before the third "quartzporphyry" emerged; with regard to the main effect of the Saalian phase it presents an Pre-Saalian event.

The direct connection of the baryte bed with the subvolcano at the Verspeller does not permit any doubt as far as hydrothermal mineralization is concerned. We think that this is the first proved Ba-mineralization of the Lower Permian in the Eastern Alps, which is directly connected with Lower Permian volcanism, and which, according to the Ba/Sr-ratio, was formed in the middle stage of the hydrothermal sequence.

Riassunto

La trasgressione di una serie marina del Carbonifero superiore (parte terminale) si sviluppa in una stretta area (insediamento iniziale di un bacino intramontano) sul Cristallino antico della cosiddetta "Coltre gneis-fillitica" (Austroalpino superiore). Commisurata alla superficie, la trasgressione del Permiano superiore è sostanzialmente più ampia; la tettonica sinsedimentaria, attiva contemporaneamente, produce un ampliamento del bacino intramontano che accoglie la molassa rossa del tardo-varisico.

Una serie di manifestazioni metallifere (Fe-Cu, Au e Mo) è legata ai prodotti (in prevalenza Riodaciti) del vulcanesimo susseguente, essenzialmente subaereo. Ultimamente è stata individuata anche una mineralizzazione a Ba legata ad un subvulcano di età permico-inferiore. In questo caso non si tratta di mineralizzazione sinsedimentaria; il deposito di Baritina, di uno spessore di 80 cm, si è sviluppato parallelamente agli strati delle argille limitrofe. La formazione del deposito di Baritina è da ascrivere al Permico inferiore essendosi originata prima del terzo orizzonte del Porfido quarzifero e, in relazione allo stadio più attivo della fase saalica, rappresenta un evento presaalico.

La stretta relazione tra il deposito di Baritina ed il subvulcano del monte Verspeller è un indubbio argomento per parlare di una mineralizzazione idrotermale. È nostra opinione che sia stata così individuata la prima mineralizzazione a Ba nel Permico inferiore delle Alpi orientali la quale sta in stretta connessione con il vulcanesimo dello stesso periodo e, secondo il rapporto Ba/Sr, è stata prodotta in una fase mesotermale.

Inhalt

1. Einleitung
2. Bemerkungen zur Schichtfolge
3. Vulkanismus und Mineralisation
4. Beschreibung des Barytvorkommens und seine Beziehung zum subsequenten Vulkanismus
5. Chemismus und Genese des Barytvorkommens vom Verspeller

Literaturnachweis

1. Einleitung

In Verbindung mit dem im Montafon bekannt gemachten sauren Vulkanismus, es handelt sich hierbei um spätvariskische Subsequentite, tritt eine Reihe von Erzvorkommen auf, die jüngst von ANGERER et al., 1976, Gegenstand einer umfassenden Studie waren. Hierbei handelt es sich in einem Fall um weit verbreitete disseminierte Kupfererze, die nur in jenen Rhyodaciten auftreten, die sich als Ignimbrite haben ausweisen lassen. Durch eine in der tiefen Trias auf erodierte "Quarzporphyre" zurückgehende Kupfererzmineralisation (HADITSCH et al., 1978) wissen wir jedoch, daß auch solche "Quarzporphyre" einer Vererzung unterworfen wurden, deren Natur als Ignimbrit nicht gesichert ist. Vielmehr spricht in diesem Fall eine Reihe von Merkmalen für einen sauren Lavastrom. In einem anderen Fall sind die hohen Goldgehalte, die unsere Aufmerksamkeit auf sich gezogen haben, besonders stark an einen "Quarzporphyrgang" des Bartholomäbergs gebunden.

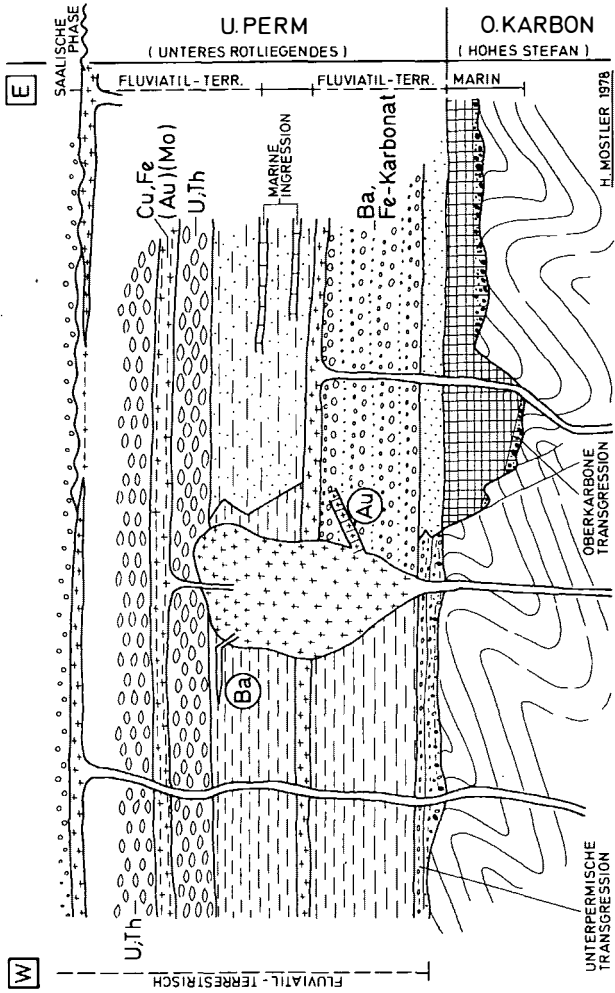
Aus unseren jüngsten Untersuchungen geht hervor, daß das Auftreten eines 80 cm mächtigen, schichtkonkordanten Schwerspattlagers in einem Konnex mit dem sauren unterpermischen Vulkanismus zu sehen ist, zumal die direkte Verbindung zu einem Subvulkan am Verspeller im Golmerjochgebiet (siehe Abb. 1 und 2) sehr gut erschlossen ist. Sehr wahrscheinlich ist eine Verbindung zwischen dem permischen Vulkanismus und jenem Baryt-Eisenkarbonatvorkommen gegeben, das von ANGERER (1978: 45) unmittelbar im Liegenden des ältesten Quarzporphyrlagers am Bartholomäberg beschrieben wurde.

Wegen der geologischen Position des Barytvorkommens am Verspeller, seiner Genese und seiner relativen Sr-Armut, erachten wir eine kurze Studie für angebracht.

2. Bemerkungen zur Schichtfolge

Die jungpaläozoischen Transgressionsprodukte, dem spätvariskischen Zyklus angehörend, setzen im Montafon zur Zeit des Oberkarbons ein. Eine prästefanische intensive Bruchtektonik hat zur Herauentwicklung eines zunächst noch schmalen intermontanen Beckens geführt, in welches zunächst 15 m mächtige grobklastische Abtragungsprodukte geschüttet wurden (Basiskonglomerat mit bis zu 3 dm großen Geröllen). Die Gerölle, die in einer unmetamorphen Matrix eingebettet sind, weisen fast ausnahmslos eine retrograde Metamorphose auf, wodurch der Beleg erbracht werden konnte, daß das altkristalline Basement bereits prästefanisch einem Diaphtoreseakt unterzogen wurde (MOSTLER, 1972). Dies ist in zweierlei Hinsicht wesentlich, zumal man auf der einen Seite die Diaphtorese gern als eine alpidische gesehen hätte, um die Phyllitgneiszone vom Silvrettakristallin abzutrennen (TOLLMANN, 1977); auf der anderen Seite muß der Akt der retrograden Metamorphose auf jeden Fall vor dem Stefan bzw. vor dem hohen Westfal abgelaufen sein, und kann nicht mit der asturischen Phase in Verbindung gebracht werden.

Die spätvariskische Entwicklung (intermontane Molasse des hohen O. Karbons und U. Perms) im Montafon (Vorarlberg) und die damit verbundene Vererzung



Nun, das intermontane Becken entstand im Laufe des Oberkarbons (möglicherweise zeichnet hierfür die asturische Phase für verantwortlich) und nahm zunächst marine Sedimente auf. Selbst die im Oberkarbon erwähnten Transgressionskonglomerate weisen marine Fossilien auf. Neben der oberkarbonen Transgression (siehe ANGERER, 1978) konnten wir auch eine unterpermische nachweisen, die wesentlich größere Areale erfaßt hat. Allerdings handelt es sich hierbei um terrestrisch-fluviatile Ablagerungen.

Das marine Oberkarbon setzt sich aus Sandsteinen (z.T. gradiert), siltigen Tonschiefern in Verbindung mit Kieselschiefern, und Karbonatgesteinslagen (vorwiegend Dolomit) zusammen. Aufgrund neuer Fossilfunde (es gelang der Nachweis von Foraminiferen, Grün- und Braunalgen) ist ein marines Bildungsmilieu bestens belegt; das oberkarbone Alter ist durch gut erhaltene Pflanzenfunde (det. AMERON, 1978) abgesichert.

Die dunkelgrauen bis schwarzen Karbonsedimente heben sich sehr deutlich von den darüber folgenden permischen Rotschichten ab. Zwischen dem westlichen Abschnitt (Golmerjochgebiet) und dem östlichen (Bartholomäberg-Dalaas) ist innerhalb der Rotschichten ein deutlicher Faziesunterschied zu erkennen. Im westlichen Anteil sind unter und über der liegenden Quarzporphyrabfolge, vom grobklastischen Transgressionshorizont abgesehen, pelitisch-siltige Sedimente vorherrschend, während im Osten die Serie über

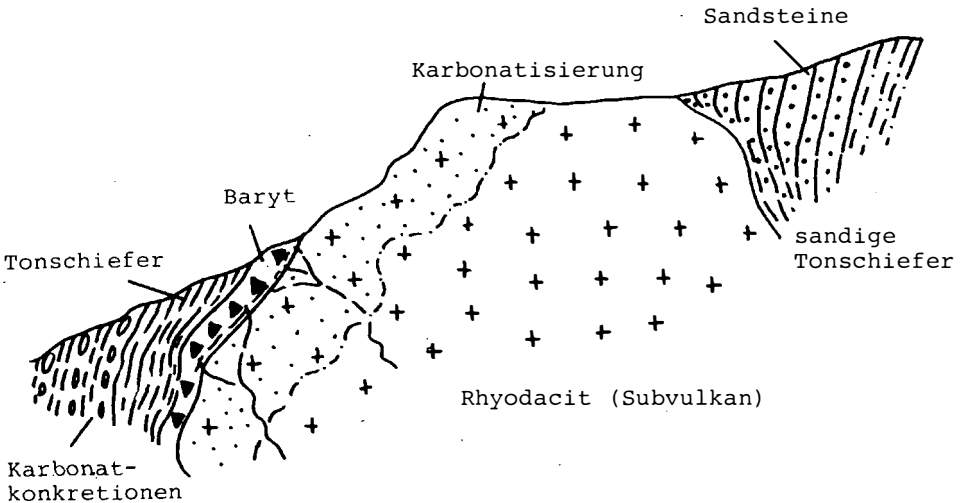


Abb. 2: Verspeller-Kamm (ca. 1 km westlich der Golmer-Standseilbahn)

dem Oberkarbon zunächst mit Sandsteinen einsetzt und mit einer grobklastischen Serie bis zur Basis des Quarzporphyrs anhält. Erst darüber sind es stark sandige Tonschiefer, die den reinen Tonschiefern im Westen gegenüberstehen. Erstere führen Karbonatgesteinslagen, die aufgrund mariner Fossilführung als marine Ingressionen betrachtet werden müssen (hierüber unterrichtet eine eigene Arbeit: ANGERER, LEICHTFRIED & MOSTLER, in Druck).

Erst mit dem Einsetzen der karbonatkonkretionsführenden Schichten ist der Faziesdifferenzierung ein Ende gesetzt. Nach Aufdringen der letzten sauren Vulkanite folgt eine Abtragsphase, die mit dem Höhepunkt der saalischen Phase in Verbindung gebracht werden kann.

3. Vulkanismus und Mineralisation

Entscheidend für die Vererzung des Unterperms (selbst für jene des Oberperms und der tieferen Trias noch verantwortlich) ist der saure Vulkanismus, der von den Bearbeitern als ein subsequenter betrachtet wird. ANGERER et al., 1976, haben zeigen können, daß die permischen Vulkanite des Montafons im wesentlichen in das Feld der Rhyodacite fallen, und somit, wie aus neueren, noch unpublizierten Analysen hervorgeht, gut mit der Hauptmasse des Hangendanteils (Ignimbrite) der Bozener Quarzporphyre übereinstimmen. Die an den Bozener Quarzporphyr gebundenen Lagerstätten (vgl. MOSTLER, 1965, 1966, 1976) sind besonders reich an Blei-Zinkerzen (daneben spielen Ba, F, Cu, U und Th eine nicht unbedeutende Rolle); die im Montafon dagegen sind vor allem reich an Cu-Erzen in Verbindung mit Au und Mo und wahrscheinlich auch an U. Auch die in den propylitisierten Bereichen des Bozener Quarzporphyrs auftretenden Kiesvererzungen (MORTEANI, 1966) sind Bleiglanz-Zinkblende-führend, im Gegensatz zu jenen des Montafons, denen eine Pb-Zn-Vererzung fehlt. Die Montafoner Subsequentite weisen demnach eine Cu-, Au-, Mo-Spezialisierung, der Bozener Quarzporphyrvulkanismus hingegen eine Pb-Zn-Spezialisierung auf. In beiden Fällen ist diese Mineralisation über mindestens 40 Millionen Jahre hinweg bestimmend. Die Pb-Zn-Vererzung des Bozener Quarzporphyrs ist auf dem Umweg über eine Aufarbeitung in den Schichten von Tregiovo, Grödener Sandstein und Bellerophonsschichten, möglicherweise auch noch in jüngeren Schichten wiederkehrend. Für die Subsequentite des Montafons führt die Umlagerung zu Vererzungen in den klastischen Sedimenten des Oberperms und des Skyths. Es handelt sich hierbei um die Cu- und Au-Vererzungen; schließlich bewirkt eine Mobilisierung in jungalpidischer Zeit eine weitere Vererbung der unterpermisch angelegten Vererzung. Bei der stofflichen Spezialisierung (gemeint ist die geochemisch-mineralogische Besonderheit im Sinne von TISCHENDORF, 1970) handelt es sich um eine regionale Spezialisierung; eine Aussage über die temporale Spezialisierung steht noch aus.

4. Beschreibung des Barytvorkommens und seine Beziehung zum subsequenten Vulkanismus

Der Verspeller (H 2036 m) ist ein ca. 220 m langer, schmaler, nach NNW gerichteter Bergrücken bzw. Kamm, der ca. 1 km westlich der Bergstation der Golmer-Standteilstation und ca. 400 m NW von Grüneck gelegen ist. Der Kamm des Verspellers verläuft in einer Höhe von \pm 2035 m.

Im SW und NE weist der Verspeller steile grasbewachsene Flanken auf. Gegen NNW endet er durch fast senkrecht abfallende Wände.

Der Verspeller und seine NE-Fortsetzung werden von Rotschichten aufgebaut, denen drei saure Eruptivgesteinslager zwischengeschaltet sind. Die Rotschichten stehen im SE in primär-sedimentärem Kontakt mit der "Phyllitgneisdecke", wohingegen ihre NW-Grenze tektonisch amputiert ist, d.h. hier treffen die Rotschichten auf Altkristallin (die Grenze ist durch tektonische SchleiFSpuuren charakterisiert). Die Rotschichten weisen ein W-E- bis WNW-ESE-gerichtetes Generalstreichen auf und sind steil einfallend, z.T. sogar saiger stehend.

Die Rotschichten selbst können im vorliegenden Bereich in zwei Serien gegliedert werden, zwischen denen ein allmählicher Übergang besteht.

Die liegendste Serie setzt sich aus einer Wechselfolge brecciöser Kieslagen mit Fein- bis Grobsandsteinen, die eckige Kieskomponenten aufweisen, und mit tonigen Sandsteinen bis sandigen Tonschiefern, die ebenfalls eckige Komponenten von Kiesgröße führen können, zusammen. Die Mächtigkeit dieser Serie beträgt 130-150 m. Zum Hangenden nimmt die Korngröße allmählich ab und schließlich findet sich nur noch eine Wechselfolge von Sandstein mit Tonschiefern.

Auf die soeben beschriebene Serie folgt eine karbonatführende Tonschieferserie, die durch Karbonatkonkretionen und durch Karbonatlagen gekennzeichnet ist. Diese Serie dürfte nicht vollständig entwickelt sein, sondern eine tektonische Reduzierung erfahren haben.

Von den der karbonatführenden Tonschieferserie zwischengeschalteten drei Eruptivgesteinsfolgen ist die mittlere als Subvulkan ausgebildet, welcher im folgenden kurz charakterisiert werden soll: Die Mächtigkeit des Subvulkans beträgt ca. 30 m. Er steckt in den Tonschiefern bzw. sandigen Tonschiefern. Am besten ist er im Kammbereich und an den Flanken des Verspellers aufgeschlossen. In Richtung E läßt er sich vom Kamm weg auf eine Erstreckung von ca. 600 m verfolgen, wenn dies auch meist nur mit Hilfe von Lesesteinen möglich ist. Diese sind aber so typisch (es handelt sich bei ihnen um karbonatisierte Vulkanitfragmente), daß ein Zweifel an der E-Fortsetzung des Subvulkans ausgeschlossen ist. In morphologischer Hinsicht ist der Subvulkan dadurch gekennzeichnet, daß in seinem Bereich immer wieder rippenförmige Härtlinge auftreten. Diese besitzen eine hellbraune Anwitterungsfarbe, während die frischen Bruchflächen hellgrau bis selten rötlich sind und dicht erscheinen. Weiters sind fast durchwegs Malachitanflüge zu beobachten, womit der ursprünglich vermutete

Zusammenhang mit den Cu-führenden Ignimbriten bestätigt ist. Im Hangenden des Subvulkans befindet sich ein Barytvorkommen, das an der SW-Flanke des Verspellers sehr gut aufgeschlossen ist (siehe Abb. 2).

Der Baryt grenzt unmittelbar an eine graugrüne Partie des eher heterogen zusammengesetzten Subvulkans, was vor allem auf die späteren Lösungsumsätze zurückzuführen ist (dies geht auch aus den Cu-, Mo- und Au-Analysen hervor). Es handelt sich um ein 80 cm mächtiges Lager eines dichten, weiß bis hellbräunlich gefärbten und mit einem hellbraunen Karbonat wechsellagernden Schwerspats (Abb. 3). Die Karbonatkörner bilden mm- bis cm-mächtige Lagen, die nur selten 10 cm im Streichen aushalten, meist schon nach wenigen cm absetzen, und so flach linsenartige Gebilde aufbauen. An manchen Stellen tritt das Karbonat auch in Form von cm-großen rundlichen Butzen oder in Form von Idioblasten auf.

Am Ausbiß sind die Karbonatlagen durch ihre tiefbraune limonitische Färbung und ihr infolge der Verwitterung löcheriges (grobporiges) Gefüge gut kenntlich. Sie folgen streng dem Lagenbau und haben untereinander einen Abstand von wenigen mm bis 1, maximal 2 cm.

Die Karbonatkörner haben eine unterschiedliche Größe, sind aber generell grobkörniger als der Baryt. In den einzelnen Lagen erreichen sie höchstens einige (1 bis 2) cm Größe, einzelne, dabei meist quer zum lagigen Gefüge aufgesproßte und jüngere Idioblasten können bis zu 1 cm lang werdende Kanten aufweisen (Abb. 4, 5). Unter dem Mikroskop und nach einer röntgenographischen Untersuchung erwies sich das Karbonat als Dolomit.

Der enge Zusammenhang zwischen diesem Schwerspatlager und dem Quarzporphyr wird durch Quarze mit Korrosionsschläuchen, die verzerrt im Baryt auftreten, bewiesen.

Der Schwerspat hat Korngrößen von max. 0,1 bis 0,15 mm. Unter dem Mikroskop zeigt er einen deutlichen Zeilenbau (Abb. 6, 7).

Unklar ist die Beziehung zwischen der Karbonatisierung und der Barytbildung. Nach ANGERER et al. (1976: 53) folgt die Karbonatisierung des Quarzporphyrs erst nach der Kupferkiesvererzung und Bornitbildung bzw. fällt in den Zeitraum der Bornit-Kupferglanz-Myrmekitbildung. Da im Baryt keine Spuren von Sulfiden nachweisbar sind, Spurenelementuntersuchungen der im Baryt und im Subvulkan auftretenden Karbonate fehlen, muß eine Aussage, ob die Barytbildung vor, während oder nach der Karbonatisierung eintrat, offen bleiben. Aufgrund vereinzelter Auftretens von Karbonat in den Barytlagen selbst scheint die Karbonatisierung aber bereits vorgelegen, spätestens jedoch während der Barytbildung entstanden zu sein. Die Gebundenheit des Barytlagers an den Subvulkan jedoch steht außer Zweifel; es konnte bisher aber nie ein Kontakt mit jüngeren Schichten als mit den Tonschiefern beobachtet werden. Während die Cu-, Mo- und Au-Vererzung nicht über den Eruptivkomplex selbst hinausgreift, setzt sich die Ba-Mineralisation über die Eruptiva hinweg fort.



Abb. 3: Handstück,
bestehend aus Baryt =
weiß-hellgrau; grau =
Karbonat

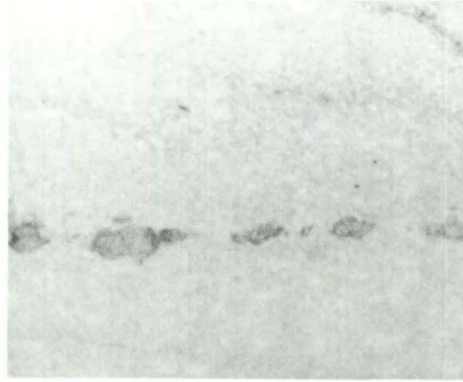


Abb. 4: Baryt mit korrodierten
Karbonatidioblasten

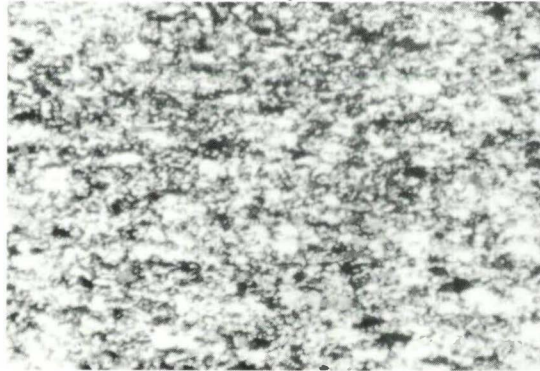


Abb. 6: Der Zeilenbau des Baryts unter-
schiedlicher Korngröße wird durch ver-
einzelte Karbonatblasten unterbrochen

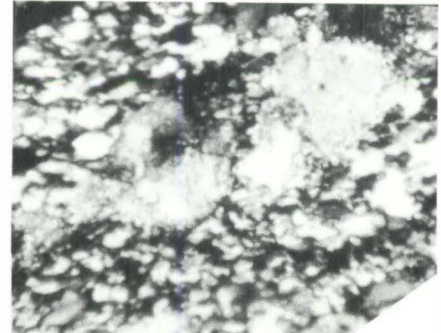


Abb. 5: Quer zum Lagenbau
aufgesproßte Karbonatkristalle

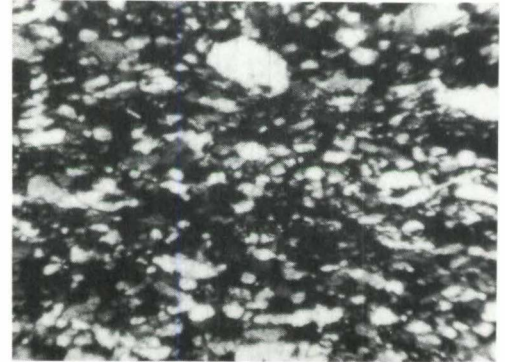


Abb. 7: Lagenbau des Baryts mit
z.T. stark unterschiedlicher
Korngröße

5. Chemismus und Genese des Barytvorkommens vom Verspeller

Eine chemische Analyse (H. ZITTER, Leoben) von ausgesuchtem Material der Pickprobe K 42 erbrachte folgendes Ergebnis⁺⁾.

BaO	63,9
SrO	1,33
CaO	0,03
MgO	0,02
K ₂ O	0,02
SiO ₂	0,06
SO ₃	34,4
CO ₂	<0,1
	<hr/>
	<99,86 Gew.-%

<sup>+) Vergleichsproben: IGS - 38 (London),
Specpure - BaCO₃ (Fa. Johnson & Matthey).</sup>

Die 1000-fachen molekularen Äquivalentzahlen betragen für:

BaO	417
SrO	13
CaO	<1
MgO	<1
K ₂ O	1
SiO ₂	1
SO ₃	430
CO ₂	<2

Aus der Analyse ergibt sich ein Molekularverhältnis von BaO: SrO von etwa 97:3, ein Sr-Gehalt von 1,12 und ein SrSO₄-Gehalt von 2,37.

Dem Baryt der Probe K 42 vom Verspeller kommen nach dem Sr-Gehalt folgende Schwerspäte (nach C. HINTZE, 1930: 3884-3889) am nächsten:

	Sr	SrO	SrSO ₄
Verspeller (Probe K 42)	1,12	1,33	2,37

			Bemerkungen
Borovec bei Pernštýn (Mähren)	1,46		Gangbaryt
Kara Kala (Sumbartal, Turkmenien)	1,16		Gangbaryt
Meggen (Lenne)		2,02	feinkörniger, dunkler Baryt
Rosenmühle bei Würzburg		2,44	rötlichweißer, blättriger Baryt aus dem Muschelkalk
Bussang (Vogesen, Frankreich)		2,65	Kristalle aus der Quellspalte
Schachtnaja (Donezbecken)		2,80	Kristalle
Templeton (Canada)		2,0	sogenannter Michellévyit

H. GUNDLACH (1959) brachte weitere Daten (p. 646-650, 652, 653):

St. Andreasberg (Mittel- harz-Gangrevier)	1,00		
Grube Bergwerkswohlfahrt bei Bad Grund (Oberharz)	1,10		
Uersfeld (Eifel)	0,99		
	0,94		
	0,93		
Christian Levin (Essen, Ruhrgebiet)	1,25		I. Gen.
	1,13		I. Gen.
	1,25		I. Gen.
	1,20		I. Gen.
Schindler A1 (Südschwarzwald)	1,10		I. Gen.
Riester A11	1,20		I. Gen.
Anton A23	1,32		I. Gen.
Segen Gottes bei Sulzburg I 2	1,05		I. Gen.

Zum Vergleich seien auch weitere, durch W. TUFAR (1965, p. 245, 246, 248) bekannt gewordene, Werte angeführt:

Probeschurf Wiesenhöhe, NNW P. 1246	1,33		Semmering- Mesozoikum
Otterthal, S-Fuß Großer Otter	1,19		- " -
Arzberg ober Waldbach	0,99		- " -
Oberzeiring	1,03		Mittelostal- pines Kristal- lin
Christophberg	0,92		Gurktaler Decke
Felsöbanya (Baya Sprie)	1,00		
Valle Trompia, Brescia	1,22		

Alle anderen durch HINTZE, GUNDLACH und TUFAR gebrachten Werte lassen sich in keiner Weise mit denen vom Verspeller vergleichen; so weisen beispielsweise, um nur die ostalpinen Vorkommen zu nennen, die Schwerspäte des Wechselstufens, des unterostalpinen Altkristallins, der Nördlichen Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen wesentlich höhere, und die Baryte des Grazer Paläozoikums, die, ebenso wie viele des Semmering-Mesozoikums, vom Gefüge her durchaus dem hier beschriebenen Baryt gleichen können, meist bedeutend niedrigere Sr-Gehalte auf. Die Späte des Semmering-Mesozoikums liegen, abgesehen von den oben genannten, entweder stark über oder beträchtlich unter den Werten von K 42.

GUNDLACH (1959: p. 701) stellt fest, daß der Sr-Gehalt des Baryts (auf hydrothermalen Gängen) in den meisten Fällen generationsabhängig ist, und zwar in der Form, daß der Schwerspat aus den ersten Mineralisationsphasen einen gegenüber den jüngeren Baryten des gleichen Vorkommens höheren Sr-Gehalt aufweist. Der Genannte konnte auch zeigen (p. 704), daß das Sr/Ba-Verhältnis auf hydrothermalen Gängen mit normal entwickelter Abfolge zwischen 1:10 bis ca. 1:100 liegt. Dementsprechend läge der Baryt vom Verspeller mit einem Sr/Ba-Verhältnis von 1:49 im mittleren Bereich der hydrothermalen Abfolge.

In den Ostalpen weisen mit 5-10% SrSO_4 die Brixlegger Schwerspäte die höchsten Strontiumgehalte auf (TUFAR, 1965: 247, 249). Die Sr-ärmsten Baryte sind jene des Grazer Paläozoikums, die mit zwei Ausnahmen alle unter 1% SrSO_4 enthalten und für die füglich auch mit TUFAR (1972: p. 67) eine syngenetische Bildung angenommen werden kann.

Somit stellt der Schwerspat vom Verspeller unseres Wissens die erste direkt mit dem unterpermischen Vulkanismus verbundene hydrothermale Mineralisation dar, die sich unseres Erachtens nicht an der Sedimentoberfläche selbst äußerte, sondern ss-parallel in die den Subvulkan umgebenden Tonsteine eindrang. Da Barytvorkommen im Unterostalpin sehr häufig sind, sollte man auch dort überprüfen, ob nicht eine Verbindung zu den gar nicht so selten in diesem tektonischen Stockwerk auftretenden Quarzporphyren permischen Alters (in der Literatur z.T. als Porphyroide geführt) besteht. Einerseits können die Celsiane, aus denen man manche Barytvorkommen ableitet, aus den Quarzporphyren stammen, zum anderen Mal sollte man die Barytgänge, die besonders im oststeirischen Raum (Gebiet um den Semmering, Fischbach und Rettenegg) auftreten, auf ihre mögliche Abkunft von Porphyroiden überprüfen.

Der Baryt vom Verspeller ist nicht bis an die Oberfläche hochgedrungen, d.h. gleichzeitig mit den ihn umgebenden Sedimenten entstanden, sondern ist in einer Spätphase der Subvulkanplatznahme in die Tonsteine parallel der Schichtung eingedrungen. Dies geschah auf jeden Fall noch vor Förderung der dritten und letzten Rhyodacitlage, womit der Barytbildung ein Unterrotliegendalter zukommt.

Literaturnachweis

- ANGERER, J. (1978): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). - Unveröff.Diss., Innsbruck.
- ANGERER, J.; HADITSCH, J.G.; LEICHTFRIED, W. & H. MOSTLER (1976): Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 6, 7/8, 1-57, Innsbruck.
- ANGERER, J.; LEICHTFRIED, W. & H. MOSTLER (in Druck): Intermontane Molasse des hohen Oberkarbons und Unterperms im Montafon (Vorarlberg).
- GUNDLACH, H. (1959): Untersuchungen zur Geochemie des Strontiums auf hydrothermalen Lagerstätten. - Geol.Jb., 76, 637-712.
- HADITSCH, J.G.; LEICHTFRIED, W. & H. MOSTLER (1978): Intra-skythische, exogen (mechanisch)-sedimentäre Cu-Vererzung im Montafon (Vorarlberg). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 8, Festschrift W. HEISSEL, 183-207, Innsbruck.
- HINTZE, C. (1930): Handbuch der Mineralogie. - I, 3/2, 3657-4565, 322 Fig., Berlin-Leipzig.
- LEICHTFRIED, W. (1978): Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg). - Unveröff.Diss., Innsbruck.
- MORTEANI, G. (1966): Die Propylitisierung und die P-, T-Bedingungen der Vererzung der "Grünen Porphirite" der Valle del Fersina (Provinz Trento-Norditalien). - Simposium Internazionale sui Giacimenti Minerari delle Alpi, Trento-Mendola, 11-18 Settembre 1966.
- MOSTLER, H. (1965): Bemerkungen zur Genese der sedimentären Blei-Zinkvererzung im Südalpinen Perm. - Archiv f. Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 3, 55-70, Leoben.
- MOSTLER, H. (1966): Sedimentäre Blei-Zink-Vererzung in den mittelpermischen "Schichten von Tregiovo". - Mineralium Deposita, 2, 89-103, New York.
- MOSTLER, H. (1972): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). - Verh.Geol.B.-A., Jg. 1972, S. 171-174, Wien; Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 20. Bd., 171-174, Wien.
- TISCHENDORF, G. (1970): Zur geochemischen Spezialisierung der Granite des Westerzbergischen Teilplutons. - Geologie, Jg. 19, H. 1, 25-40, Berlin.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1, 766 S., Verlag Franz Deuticke, Wien.
- TUFAR, W. (1965): Geochemische Untersuchungen an österreichischen Baryten. - TPM, 3. F., IX, 3, 242-251.
- TUFAR, W. (1972): Zur Blei-Zink-Vererzung des Grazer Paläozoikums. - Joanneum, Min. Mittbl., 2, 64 (256)-75 (267).

Zur tektonischen und stratigraphischen Position des Martinsbühels bei Innsbruck

von D.A. Donofrio, G. Heißel & H. Mostler⁺⁾

Zusammenfassung

Die Diskussion um die tektonische Stellung des Martinsbühels bei Innsbruck hat eine detaillierte feinstratigraphische Untersuchung in Verbindung mit der geologischen Neuaufnahme der weiteren Umgebung ausgelöst.

Im Zuge dieser Arbeiten hat sich herausgestellt, daß am Martinsbühel über fassanischen Knollenkalken eine Partnachfazies einsetzt, die bis in das hohe Cordevol, möglicherweise bis in den Cordevol/Jul-Grenzbereich hinaufreicht, wenn auch im Hangendabschnitt, in einer von der typischen Partnachentwicklung abweichenden Fazies.

Die mikrofaziellen Untersuchungen der Partnachkalke weisen diese als typische Beckensedimente aus, die den Knollenkalken im Liegenden zwar ähnlich, aber nicht als Knollenkalke sensu stricto bezeichnet werden dürften.

Während die bisherigen Untersuchungen ein völliges Fehlen von Riffschutt innerhalb der Partnachbecken aufgezeigt haben, führen die im Liegenden der Martinswand neu entdeckten Partnachschichten hingegen Riffdetritus. Die Kalkbänke setzen sich ausnahmslos aus Riffschuttmaterial zusammen, wobei dessen Anlieferung mehr oder minder kontinuierlich vor sich gegangen sein muß, zumal nirgends eine Differenzierung zwischen autochthoner Beckenfauna und allochthoner Riffauna festgestellt werden konnte. Die Mikrofauna erlaubte es, sowohl das Profil Martinsbühel als auch

⁺⁾ Anschrift der Verfasser: Dr. Donato Antonio Donofrio,
Dr. Gunther Heißel, Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut
für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020
Innsbruck

jenes der Martinswand (Plattleck) feinstratigraphisch aufzugliedern, wobei hiezu besonders Conodonten und Holothuriensklerite herangezogen wurden, aber auch Schwabcrinoiden, Poriferenspiculae sowie Mikroproblematika wichtige stratigraphische Zeitmarken abzutrennen halfen. Beigegebene Tabellen sollen dem Leser einen Überblick über die Gesamtfauuna vermitteln.

Interessant und auch als ein wichtiges Teilergebnis zu werten ist die Präsenz der Asteriden, die erstmals ab dem Langobard innerhalb der alpinen Trias nachgewiesen werden konnten. Die Asteriden sind nur im Profil Plattleck bekannt geworden und belegen unseres Erachtens in Verbindung mit den sonst innerhalb der Beckenfazies zur Zeit des Langobards so selten auftretenden Ophiuren und Echiniden, daß es sich hiebei um eine allochthone, aus dem Flachwasser geschüttete Fauna handelt.

Zunächst ungeachtet der tektonischen Position haben wir über weite Bereiche der Nördlichen Kalkalpen ausgegriffen, um das verschiedenzeitliche Einsetzen der Partnachschichten einerseits und die unterschiedliche Ausbildung der Karbonat-Beckenfazies andererseits aufzuzeigen.

Aufgrund der geologischen Neuaufnahme großer Teile des Karwendelgebirges durch G. HEISSEL, 1978, die z.T. eine völlig neue tektonische Gliederung mit sich brachte, konnte eine relativ gut fundierte Rückformung vorgenommen werden. Demnach ist der Martinsbühel wohl Teil der Inntaldecke, aber von der unmittelbar im Norden anschließenden Martinswand eindeutig tektonisch abtrennbar. Das beigegebene Abwicklungsschema großer Teile der Nördlichen Kalkalpen zwischen Flexenpaß und Achensee zeigt den Martinsbühel in einer Position relativ weit südlich von der Martinswand (Plattleck) entfernt (ca. 10 km).

Das von OTT (1967, 1972) vorgestellte Riffmodell hielt einer kritischen Prüfung nicht stand, wobei besonders tektonische und zeitliche Faktoren ausschlaggebend waren. Auch das von BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, erstellte Riff-Beckenmodell mußte modifiziert werden, vor allem aufgrund der starken Riffbeeinflussung der Partnachschichten im Bereich Plattleck. Dies führte zur Ansicht, daß riffbeeinflusste Bereiche Randbecken darstellen, die durch eine Tiefschwelle in Knollenkalkfazies vom Zentralpartnachbecken getrennt sind.

Die relativ enge Nachbarschaft von Becken und Riffen, besonders die kanalartigen Verbindungswege zwischen den Riffen, wurde mit den Verhältnissen des stark gegliederten Schelfs im nördlichen Teil des australischen Barriereriffs zu erklären versucht. Die Zwischenriffpassagen im Barriereriff würden demnach den mittel- bis tiefobertriadischen Beckenbereichen entsprechen.

Summary

The discussion about the tectonic position of the Martinsbühel near Innsbruck has caused us to start microstratigraphical examination as well as another geological survey of this area.

In the course of these studies it was found that on the Martinsbühel a Partnach-facies appears on top of the Fassanian nodular limestone. This Partnach-facies reaches up to the high Cordevolian, possibly even up to the Cordevolian-Julian boundary, although the facies differs from the development typical of Partnach in the highest part of the section.

Microfacial examinations of the Partnach-limestones prove that they are typical basin-sediments with a foot-wall which is similar to nodular limestone, but should not be named nodular limestone in the strict sense of the word. Whereas previous studies showed absolutely no reefdetritus within the Partnach-strata, the Partnach-strata newly discovered in the footwall of the Martinswand does bear reefdetritus. Without any exception the limestone-banks are composed of reefdetritus. This detritus probably was delivered without any significant interruption, particularly since a differentiation between autochthonous basin-fauna and allochthonous reef-fauna could not be found anywhere. The micro-fauna enabled us to make a microstratigraphical classification of the sections of both Martinswand (Plattleck) and Martinsbühel, for which we primarily used conodonts and holothurians. Microcrinoids, spicules of sponges as well as microproblematica, were of great use when we tried to distinguish important stratigraphical time-marks. The tables added are to give the reader an overall view of the whole fauna.

An important and interesting partial result is the presence of asteroids, which could be proved for the first time from the Langobardian within the Alpine Triassic. The Asteroids were only found in the Plattleck-section. We think that associated with ophiuroids and echinoids, which normally occur very rarely in basin-sediments in the Langobardian - the asteroids give proof of the fact that the fauna is allochthonous and originates from shallow water.

Paying no attention to the tectonic position at first, we extended our studies over large areas of the Nördliche Kalkalpen, in order to show both the Partnach-strata occurring at different times on the one hand and the different development of the carbonate-basin-facies on the other hand.

G. HEISSEL's new geological survey of large parts of the Karwendel (1978), which partially brought about a completely new tectonic division, resulted in a relatively well established reconstruction. According to these findings the Martinsbühel is part of the Inntaldecke, but is tectonically clearly distinguishable from the adjacent Martinswand in the north. The scheme of the reconstruction of large parts of the Nördliche Kalkalpen between Flexenpaß and Achensee shows the Martinsbühel in quite a southerly position, about 10 km away from the Martinswand (Plattleck).

The reef model produced by OTT (1967, 1972) did not pass a critical examination with special attention paid to tectonic and time factors. The reef basin model by BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) had to be modified as well, mostly due to the strong reef-influence on the Partnach-strata in the Plattleck area. This led to the opinion that areas with reef-influence are marginal basins, which are divided from the central Partnach-basin by a deep submarine rise consisting of nodular limestone-facies.

The reefs are separated by channels. This resembles the situation in the strongly segmented shelf-area in the northern part of the Australian barrier-reef. According to this, the inter-reef-passages of the barrier-reef would therefore correspond to middle- to low Upper-Triassic basin areas.

Riassunto

La incerta posizione tettonica della Collina "Martinsbühel", presso Innsbruck, ha dato l'avvio ad un studio stratigrafico di dettaglio in concomitanza con un nuovo rilevamento geologico di una vasta zona circostante.

Uno dei primi risultati è stata la constatazione che nell'area della collina in esame la facies cosiddetta di "Partnach" ha inizio immediatamente al disopra di calcari nodulari di età Ladinico inferiore (Fassan) e perdura per tutto il Carnico inferiore (limite Cordevol/Jul) anche se nella parte terminale detta facies non si può più definire tipica.

Lo studio della microfacies dei calcari di Partnach dimostra che si tratta di tipici sedimenti di bacino che hanno affinità con i calcari nodulari sottostanti ma che tuttavia non possono essere definiti come tali.

Le indagini fin qui condotte avevano sempre escluso l'apporto di detriti di scogliera nei bacini di Partnach. Una serie calcarea da ascrivere agli "Strati di Partnach" individuata di recente alla base del monte "Martinswand", invece, è composta senza eccezione da materiale detritico di scogliera. Non essendosi potuto stabilire mai una netta separazione tra fauna autoctona di bacino e fauna alloctona di scogliera, si deve dedurre che l'apporto di materiale detritico è avvenuto senza interruzione.

La microfauna ha permesso di inquadrare dettagliatamente sia la sezione stratigrafica di Martinsbühel che quella di Martinswand. I gruppi faunistici che sono stati chiamati in causa sono in primo luogo i Conodonti e le Oloturie (scleriti) affiancati da Crinoidi planctonici, Spugne (spicole) e resti organici indefiniti (Microproblematica). Dalle tabelle del testo il lettore potrà avere un quadro d'insieme dell'intera fauna.

La presenza degli Asteroidi, ritrovati per la prima volta nel Ladinico superiore (Langobard) del Trias alpino, è da considerare non solo interessante ma anche come risultato parziale del

presente studio. Gli Asteroidi sono presenti solo nella sezione stratigrafica "Plattleck" e, tenendo presente la sporadicità delle Ofiure e degli Echinidi nel Ladinico superiore all'interno di facies di bacino, pensiamo si tratti di fauna alloctona proveniente da acque poco profonde.

Prescindendo, in un primo tempo, dalla posizione tettonica abbiamo preso in considerazione vaste zone delle Alpi Calcaree Settentrionali per mostrare la differente età d'inizio degli "Strati di Partnach" e le diverse genesi delle facies carbonatiche di bacino.

Sulla base del nuovo rilevamento geologico di gran parte della catena montuosa di "Karwendel" da parte di G. HEISSEL, 1978, e la parziale nuova situazione tettonica che ne è risultata, si è potuto ricostruire la posizione dei singoli elementi rispetto all'originaria geosinclinale. Ne consegue che la collina "Martinsbühel" è certamente parte della coltre detta "Inntaldecke" ma con una netta separazione tettonica dall'attiguo monte "Martinswand" a nord. Uno schizzo dell'intera situazione riportata allo stadio di geosinclinale e comprendente gran parte delle Alpi Calcaree Settentrionali tra il passo Flexen ed il Lago "Achensee", mostra la Collina "Martinsbühel" in posizione sud rispetto al monte "Martinswand" (Plattleck) ad una distanza da quest'ultimo di circa 10 km.

Il modello di scogliera proposto da OTT (1967, 1972) non ha retto ad un'analisi critica; specialmente i dati tettonici e cronologici sono stati quelli decisivi.

Anche il modello "scogliera-bacino" sviluppato da BECHSTÄDT & MOSTLER (1974), è stato modificato soprattutto in relazione all'intenso influsso subito dagli "Strati di Partnach" nella zona di Plattleck da parte di detrito di scogliera. Ne consegue che le aree interessanti da tale influsso devono essere considerate come zone marginali di bacino separate dalla parte centrale da una soglia profonda in facies di calcari nodulari. Si è tentato di spiegare la relativa vicinanza tra bacini e scogliere ed in particolare i collegamenti a forma di canale di quest'ultime tra di loro facendo un confronto con la situazione della piattaforma continentale nella parte nord della Barriera Corallina Australiana. I collegamenti interni di quest'ultima corrisponderebbero, pertanto, ai bacini del Trias medio e Trias superiore (parte basale).

Inhalt

1. Einführung und Problemstellung
2. Geologische Übersicht
3. Kurze Stellungnahme zu den dargestellten Profilen
4. Zur Mikrofazies
5. Mikrofaunen und ihre stratigraphische Stellung
6. Tektonik
7. Paläogeographische Überlegungen

Danksagung

Literaturverzeichnis

Tafelerläuterungen

1. Einführung und Problemstellung

Das Gebiet zwischen Innsbruck und Zirl, soweit es den kalkalpinen Anteil betrifft, wird im wesentlichen aus mittel- bis tief- obertriadischen Schichtfolgen aufgebaut. Zwei wichtige Verkehrswege queren die triadische Gesteinsfolge. Einmal ist es die Bundesstraße 171, die von Innsbruck in Richtung Arlberg führt, zum anderen Mal ist es die Karwendelbahntrasse, die sich ihren Weg, von Innsbruck allmählich ansteigend, durch einen sehr unwegsamen Teil des Karwendels bahnt. Bedingt durch die Bahntrassenführung im felsigen Gelände bzw. durch Felsanschnitte, die im Zuge des Straßenbaus entstanden, sowie durch Steinbrucharanlagen, die die Straße säumen, ist ein ausgezeichnete Einblick in den geologischen Bau dieses Gebiets gewährleistet.

Der Martinsbühel, der durch eine schmale, aber morphologisch stark ausgeprägte Furche, welcher die Bundesstraße 171 folgt, von der Martinswand getrennt ist, hat schon früh die Aufmerksamkeit, vor allem wegen der mächtigen Partnachmergelführung, auf sich gezogen, weil unmittelbar östlich der Martinswand aufgrund des bisherigen Kenntnisstands keine Partnachmergel bekannt waren. Vielmehr hat man den Reiflinger Bankkalken eine vermittelnde Rolle zwischen dem Muschelkalk im Liegenden und Wettersteinkalk im Hangenden zugesprochen und sie mit dem Terminus "Partnachkalk" belegt (O. AMPFERER & W. HAMMER, 1899). Die Ansprache der Reiflinger Bankkalkfolge als Partnachkalke war eng mit der Vorstellung verknüpft, in diesen auf jeden Fall auch ein zeitgleiches Äquivalent zu sehen, allerdings mit der Auflage, daß beide nicht jünger als ladinischen Alters sein können. Durch die Untersuchungen von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) wissen wir, daß die Reiflinger Bankkalke nicht unmittelbar mit den Partnachkalken verglichen werden können, obwohl sie eine zeitgleiche Ablagerung darstellen können, sondern nur jene Karbonatgesteine, die den Tonmergeln zwischengeschaltet bzw. mit diesen vergesellschaftet sind, die Bezeichnung Partnachkalke mit Recht tragen.

In der Furche zwischen Martinsbühel und Martinswand sah ein Teil der Bearbeiter vor 1977 eine tektonische Zäsur, ein anderer jedoch vermutete in dieser eher weiche Mergel, die der Erosion zum Opfer fielen, und somit für die Morphologie verantwortlich zeichnen.

Die mit einer vermuteten Störung verbundenen, weit reichenden tektonischen Konsequenzen waren zunächst Anlaß genug, den Martinsbühel einer detaillierten feinstratigraphischen Untersuchung zu unterziehen. Schon die ersten, eher weitmaschig entnommenen Proben erbrachten insofern ein überraschendes Untersuchungsergebnis, als sich herausstellte, daß die mit den Partnachschieften verbundenen knolligen Kalke, die zum Hangenden hin immer mehr zunehmen, und nur noch geringmächtige Mergellaugen führen, hochcordevolischen Alters sind, und sich ein juli-sches Alter (aonoides-Subzone im Sinn von KRISTYN, 1978) nicht ausschließen ließ. Von der Fazies her betrachtet ist allerdings unseres Erachtens mit Jul nicht zu rechnen, zumal geringmächtige Sandsteineinschaltungen, wie sie für Raibler Schichten typisch

sind, fehlen. Aufgrund dieser neuen stratigraphischen Situation vertreten die Partnachschiefer (Partnachschiefer-mergelkalke) den Wettersteinkalk völlig, wodurch eine Verbindung mit dem bis 800 m mächtigen Wettersteinkalk der Martinswand nicht möglich ist.

Im Zuge der weiter ausgreifenden geologischen Aufnahmen (siehe Beilage, Abb. 1) wurden im Liegenden der Martinswand, entgegen allen bisherigen Vorstellungen, bis 80 m mächtige Partnachmergel entdeckt, die mit Partnachkalken, z.T. stark unterschiedlicher Mächtigkeit, wechsellagern, und sich auf Kosten der Reiflinger Bankkalke, die hier nur geringmächtig entwickelt sind, ausbreiten. Somit war es erforderlich, auch diese in unsere mikrofau-nistischen und mikrofaziellen Untersuchungen miteinzubeziehen. Die daraus gewonnenen Untersuchungsergebnisse zwangen uns zunächst, das von BECHSTÄDT & MOSTLER (1971, 1976) vorgestellte Riff-Becken-Sedimentationsmodell neu zu überdenken bzw. zu modifizieren. Die neue, dabei herausgearbeitete paläogeographische Situation mußte mit ähnlichen Konstellationen aus anderen Gebieten der Nördlichen Kalkalpen verglichen werden, das ursprüngliche Ablagerungsgebiet des Martinsbühels über ein möglichst gut fundiertes Abwicklungsschema zu rekonstruieren. Die sich hierbei anbietenden Denkmodelle führten schließlich zu Überlegungen, wie die von BECHSTÄDT & MOSTLER (1976) diskutierten "Partnachkanäle" entstanden sein könnten, und haben schließlich dazu beigetragen, eine Antwort darauf zu finden, inwieweit sich die Partnachschiefer als Fazieskriterien zur Abklärung großer tektonischer Einheiten überhaupt eignen.

LEGENDE ZU DEN ABBILDUNGEN 1, 5, 6, 7, 8, 9

BK = Reiflinger Bankkalke (oberer Alpiner Muschelkalk); BS = Alpiner Buntsandstein; dol. = dolomitisiert; EK = ebenflächige, dünn- bis mittelbankige Kalke, z.T. SiO₂-führende Bänderkalke; GK = Göstlinger Kalke; GU = Gutensteiner Kalke (mittlerer Alpiner Muschelkalk); HD = Hauptdolomit; KF = Knollen- bis Knollenflaserkalke (oberer Alpiner Muschelkalk); KK = Reiflinger Kieselknollenkalke mit Tuffen und Tuffiten (oberer Alpiner Muschelkalk); MK = Alpiner Muschelkalk; PK = Partnachkalke (Bankkalkfazies); PKK = Partnachkalke (Knollenkalkfazies); PM = Partnachmergel; PR = Partnachkalke (Riffschuttfazies); PS = Partnachschiefer; Qu = Quartär (nicht näher differenziert); R = Wettersteinkalk (Rifffazies); RG = Reingrabener Schichten; RH = Reichenhaller Schichten; RS = Nordalpine Raibler Schichten; SK = "Steinalmkalke" (mittlerer Alpiner Muschelkalk); St = Störung, Überschiebungsbahn; VRK = Wettersteinkalk (Vorrifffazies); WK = Wettersteinkalk im allgemeinen; Δ = Tuffe und Tuffite.

⁺) Herr Kollege Peter GSTREIN, Dissertant des Instituts für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, hat als erster die Partnachmergel entdeckt und uns freundlicherweise darauf aufmerksam gemacht, wofür wir hier unseren Dank aussprechen wollen.

2. Geologische Übersicht

Das Gebiet Martinsbühel-Martinswand befindet sich am Südrand der Nördlichen Kalkalpen und bildet den südlichsten Teil der Inntaldecke im Karwendel (Abb. 4).

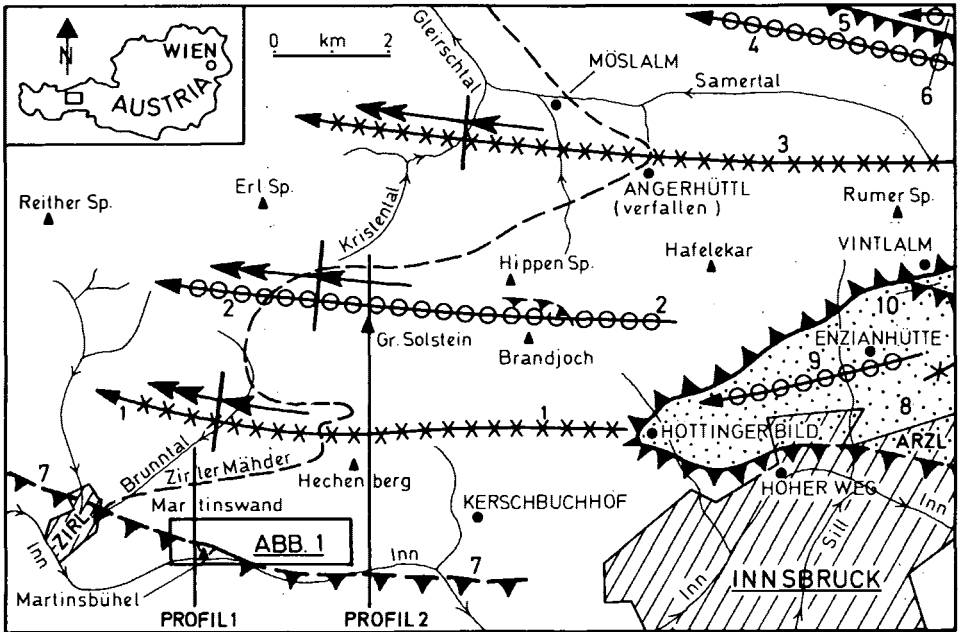
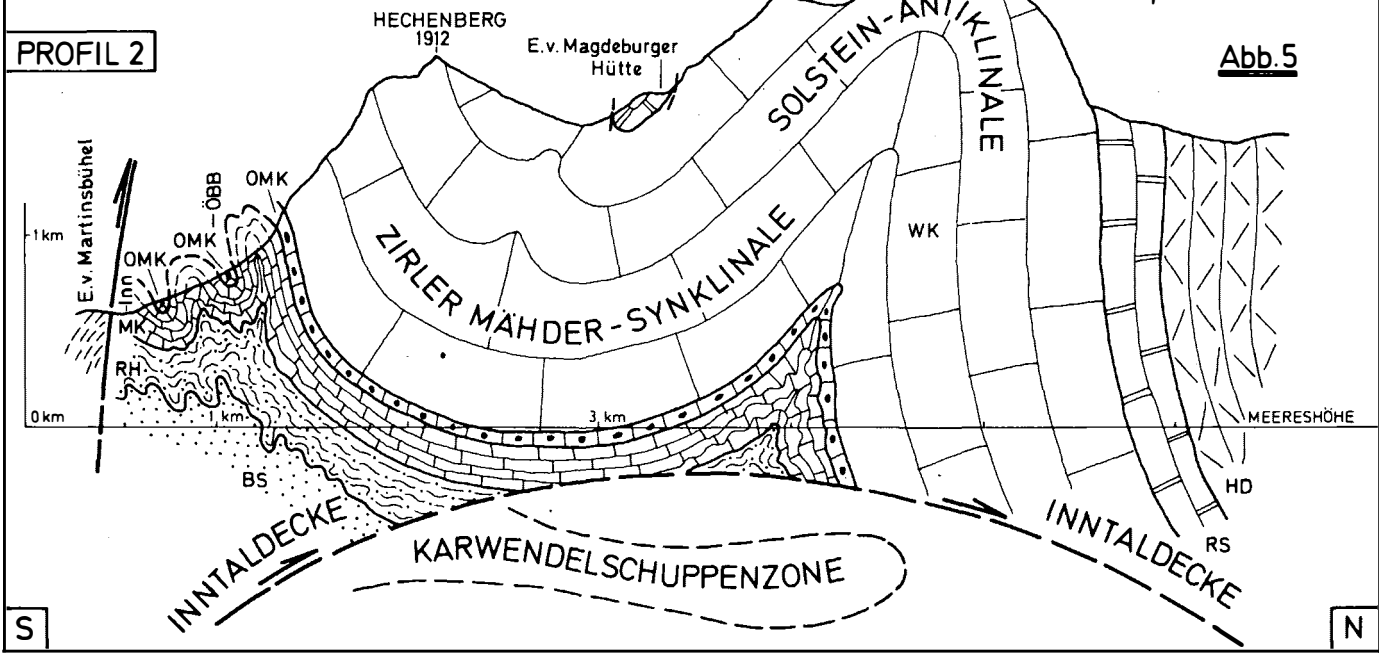
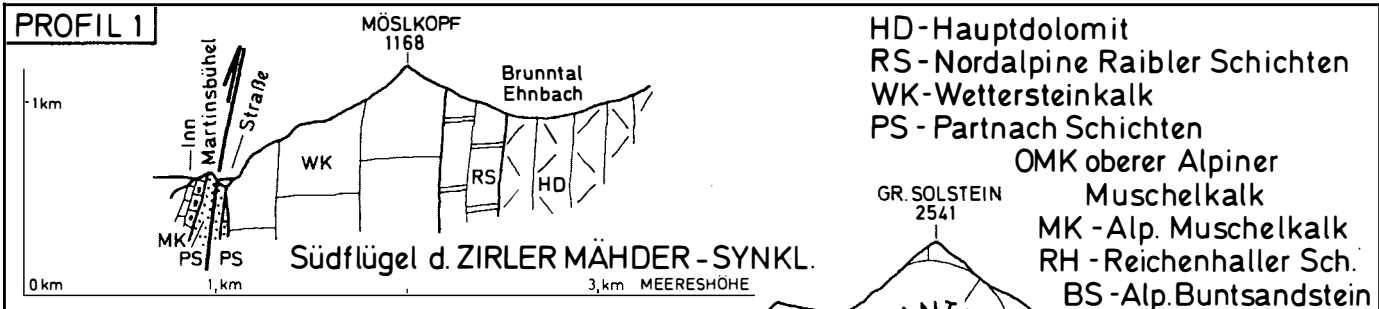


Abb. 4: Südwestliches Karwendel - tektonische Karte: Inntaldecke (ohne Signatur):

- 1 = Zirler-Mäher-Synklinale, 2 = Solsteinantiklinale, 3 = Angerhüttl-Stempeljochsynklinale, 4 = Gleirschamm-Bettelwurfantiklinale, 5 = Gleirschamm-Bettelwurfüberschiebung, 6 = Lafatscher Roßkopf-Bettelwurf nordwand-Antiklinale, 7 = Aufschiebung des Martinsbühels auf die Martinswand (Teil der Inntalstörung), strichlierte Linie = Grenze Wettersteinkalk-Raibler Schichten. Karwendelschuppenzone (punktiert): 8 = Gramart-Hungerburghalbfenster, Thaurer Schuppe, 9 = Mühlauer-Graben-Antiklinale, 10 = Bärenklamm Schuppe. \blacktriangleright 15-30° W, \rightarrow 10-15° W.

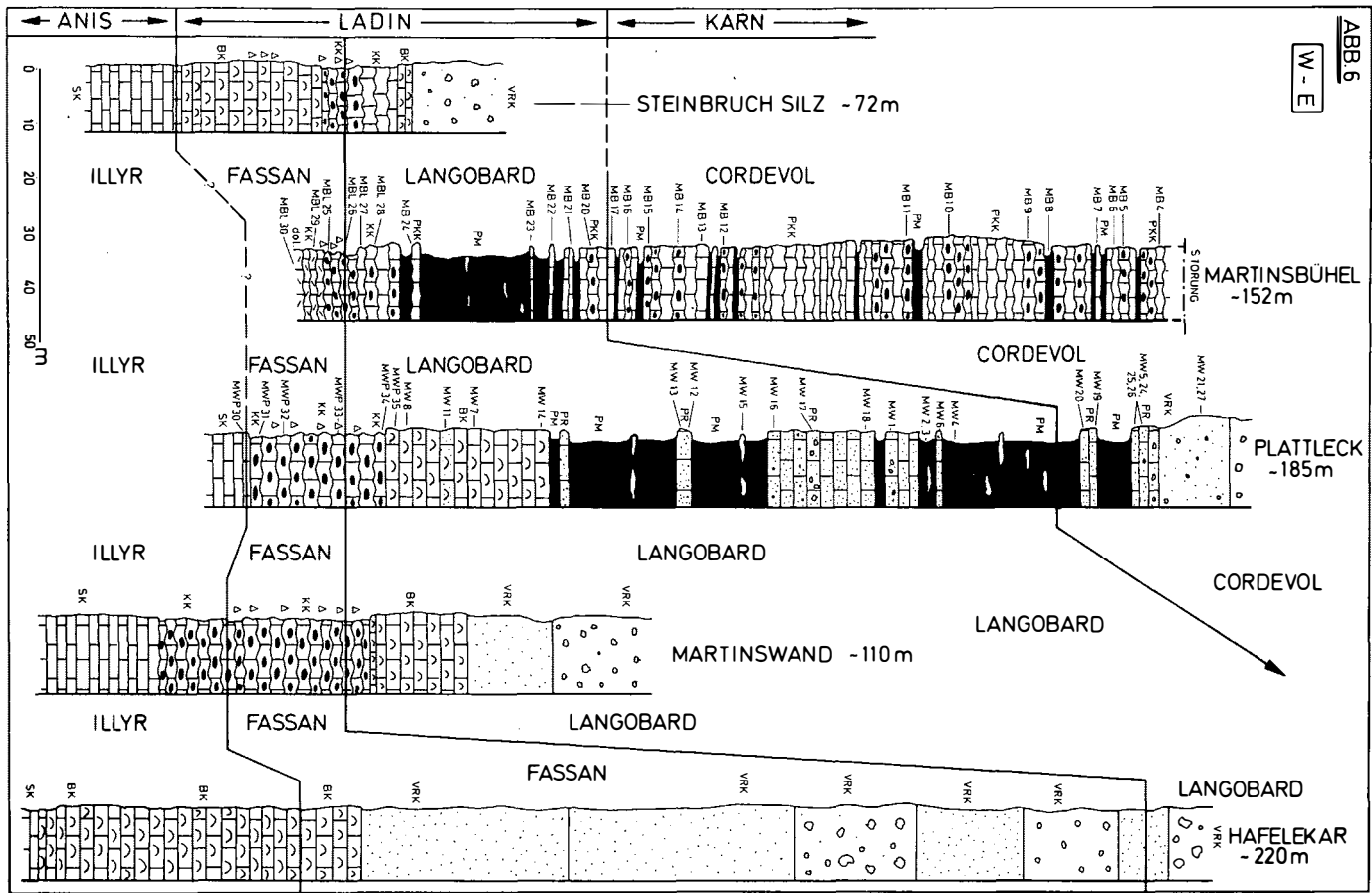


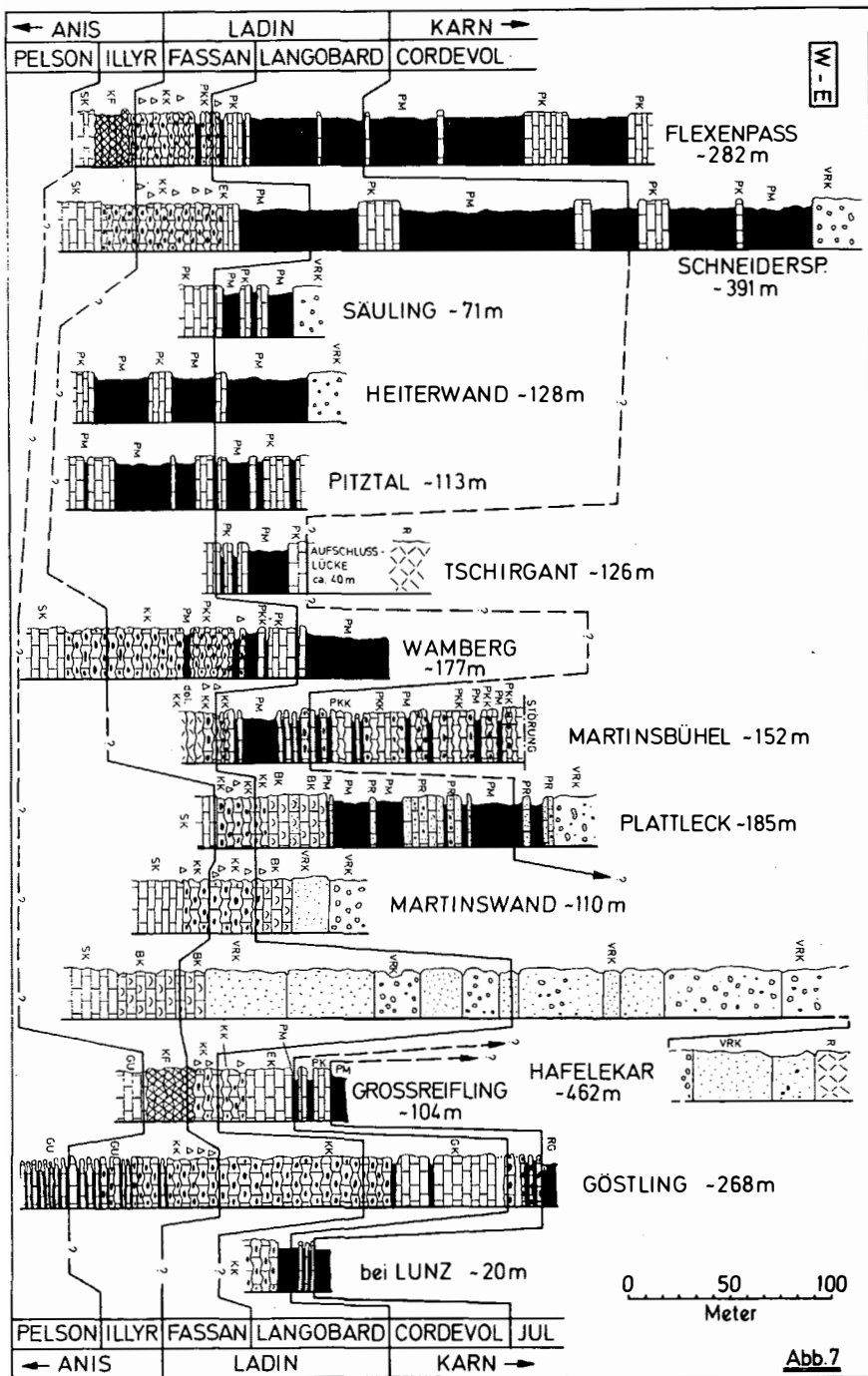
Mehrere Faktoren bedingen den hohen Grad tektonischer Beanspruchung dieses Gebiets: der nordvergente Großfaltenbau der Inntaldecke (Zirler-Mähder-Synklinale, Solsteinantiklinale etc.) taucht von Ost nach West, zuerst langsam, dann steil in die Seefelder Senke ab. Die Bildung der Seefelder Senke wird wenigstens zum Teil dem Nachdrängen des Öztaler Altkristallins auf die Nördlichen Kalkalpen zugeschrieben. Damit kann zumindest teilweise auch die südvergent überprägte, ursprünglich nordvergente Kleinfaltung inkompetenter Gesteine am Karwendelsüdrand, die gegen Westen bis zum Steinbruch Pilgerschrofen nachgewiesen ist (s. Abb. 1, 5)), erklärt werden (siehe auch G. HEISSEL, 1978: 233, 234 und 254). Die Grenze Nördliche Kalkalpen-Öztalkristallin ist die Inntallinie, die im Untersuchungsgebiet das bedeutendste tektonische Element darstellt. Es handelt sich hierbei um in zwei Richtungen verlaufende Störungsbündel (Inntalstörungszone nach G. HEISSEL, 1978), deren Einfluß sich mit subparallelen Störungen noch weit innerhalb des Karwendels abzeichnet.

3. Kurze Stellungnahme zu den dargestellten Profilen

Im Bereich des Martinsbühels hat sich nach sehr genauer Kartierung ein lückenloses Profil erstellen lassen (siehe Abb. 6 und Abb. 7). Dies war einerseits möglich durch das Auftreten sehr markanter Gesteinsbänke, andererseits durch eine laufende mikrofaunistische Kontrolle. Der stratigraphisch tiefste Teil ist in Form eines Dolomits erschlossen, der infolge seiner Massigkeit eher an die Zugehörigkeit zum "mittleren Muschelkalk" denken läßt. Bei genauerer Betrachtung jedoch ist die Knolligkeit trotz der intensiven Dolomitisierung noch erkennbar und auch die Mikrofauna ist ausgesprochen typisch für die Knollenkalkfazies.

Über dem dolomitierten Bereich ist eine enge Wechsellagerung zwischen Knollenkalken und Pietra-verde-Lagen festzustellen (insgesamt konnten sieben Pietra-verde-Lagen festgestellt werden). Über den Knollenkalken setzen die ersten Partnachmergel ein, die zunächst nur durch eine ebenflächige Kalkbank unterbrochen sind, bevor die mächtigen Partnachmergel einsetzen. Gegen den hangenden kalkreichen Abschnitt hin nehmen die Kalkbänke in einer "knollenkalähnlichen" Fazies zu und führen abschnittsweise Tonmergellagen, die kaum mächtiger als 10 cm werden; nur die mächtigsten Tonmergellagen aus dem Hangendabschnitt konnten im Profil dargestellt werden, deren Mächtigkeit zwischen 1 und 3 m schwankt. Eine Partnachentwicklung mit relativ geringer Partnachmergelführung im Hangendabschnitt konnte in dieser Art zum ersten Mal im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen werden. Einzelne Tests, die auf den Prozentsatz des siliziklastischen Anteils der Knollenkalke hielten, zeigten, daß die Anlieferung an Silikatdetritus vom Beginn der Partnachschichten-Sedimentation hinauf bis etwa zum Córdevol/Jul-Grenzbereich trotz Vorherrschens der Karbonate nie wirklich ausblieb.





Völlig anders sind die Sedimentationsverhältnisse im Profilbereich des Plattlecks, die, mit dem "mittleren Muschelkalk" beginnend, in einer geringmächtigen Knollenkalk- und Bankkalkfolge fortsetzen, wobei Riffdetritus bereits in der Reiflinger Bankkalkfazies reichlich auftritt. In scharfem Kontakt über diesen setzen Partnachmergel ein, denen in der Mächtigkeit stark schwankende, ebenflächige Kalkbänke zwischengeschaltet sind, die sich ausschließlich aus Riffdetritus zusammensetzen. Auffallend ist, daß innerhalb dieser Kalkbänke nie Lagunen auftreten, in welchen eine autochthone Beckenfauna, von jener Fauna aus dem Riff stammend, differenziert ist. Mikrofaunistische Untersuchungen der Partnachmergel selbst stehen noch aus.

Im Gegensatz zum Martinsbühel, in welchem die Partnachentwicklung bis in das hohe Cordevol reicht, ist jene des Plattleckgebiets bereits mit dem basalen Cordevol abgeschlossen, wiederum ein Hinweis, wie verschiedenzeitlich die Partnachsedimentation abläuft. Um diese Faziesunterschiede in Raum und Zeit noch besser aufzuzeigen, haben wir Profilabfolgen zusammengestellt, die das verschiedenzeitliche Einsetzen der Partnachentwicklung wiedergeben bzw. verdeutlichen sollen, in welchem engem Konnex die Sedimentation von vorwiegend siliziklastischem Material mit der Karbonatsedimentation steht. Nicht mit eingeflossen in diese Arbeiten sind jene Bereiche, in welchen die Partnachtonschiefer bis -mergel direkt mit den Raibler Tonschiefern in Verbindung stehen, so z.B. bei Thaur östlich Innsbruck und im Bereich von Garmisch-Partenkirchen. Das Profil Thaur ist lediglich bei den paläogeographischen Überlegungen mitberücksichtigt worden.

4. Zur Mikrofazies

1) Martinsbühel

Der basale Teil, unmittelbar im Liegenden der Pietra-verde-führenden Knollenkalke, ist einer starken Dolomitisierung zum Opfer gefallen. Abgesehen von der noch erkennbaren knolligen Oberfläche ist der primäre Schichtaufbau völlig verwischt.

Die Knollenkalke darüber sind als typische Filamentkalke entwickelt, die im wesentlichen den von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974: 27) beschriebenen entsprechen. Festgehalten werden soll der nicht geringe Anteil an kleinen angerundeten Klasten (Pellets) sowie das relativ häufige Auftreten von röhrenförmigen Bruchstücken, die möglicherweise auf *Aeliosaccus* sp. zurückgehen. Zweifelsohne sind sowohl die Pellets als auch die röhrenförmigen Bruchstücke bzw. die nicht selten auftretenden Foraminiferen auf Umlagerungen zurückzuführen. Diese Feststellung ist deshalb von Bedeutung, zumal die Kalke innerhalb der Partnachtonschiefer völlig analoge Umlagerungsgefüge erkennen lassen. Im Gegensatz zu den Knollenkalken sind jene Partnachkalke (hier sind die vereinzelt Kalklagen innerhalb der Partnachmergel gemeint) nicht knollig entwickelt. Es handelt sich hierbei um radiolarienführende Mikrite mit den vorher erwähnten

geschütteten Pellets etc.

Verfolgt man den Schichtstapel weiter ins Hangende, d.h. über die eigentlichen Tonmergel der Partnachsichten hinaus, so sind es vorherrschend mehr oder minder gut gebankte Kalke, deren Schichtflächen eine wellige Oberfläche zeigen. Vergleicht man diese mit den Knollenkalken im Liegenden der Partnachmergel, so haben erstere nur mehr wenig mit den Pietra-verde-führenden Knollenkalken gemein. Trotz der ortsweise auftretenden Kieselsäure (die meiste Kieselsäure ist mehr diffus verteilt) wird nie eine ausgeprägte Knolligkeit, wie sie den Reiflinger Kalken eigen ist, erreicht; es handelt sich vielmehr um ein durch Druckflaserung sekundär erworbenes Gefüge.

Die im wesentlichen als Kalkmikrite anzusprechenden dunkelgrauen Gesteine sind relativ arm an Biogenen. Vorherrschend sind fast ausschließlich Radiolarien, die allerdings zum Großteil frühdiagenetisch in Calcit umgewandelt wurden. Untergeordnet treten im Schliffbild Filamente, Armglieder von Schwebcrinoiden sowie Kieselspiculae auf, während Foraminiferen und Ostracoden sehr selten nachzuweisen sind. Diese eintönigen, z.T. diffus verteilten Kieselsäure- bzw. SiO_2 -Knauer-führenden Kalke weisen bis zu 17% Tongehalt auf und werden auch relativ oft von Tonlagen, in einer Mächtigkeit zwischen 10 cm und 2 m schwankend, abgelöst. Die oft nur 5-15 cm mächtigen Kalkbänke sind im Gegensatz zu den tonreichen Lagen, die von Tonschiefern über Tonmergel zu Kalkmergel überleiten, sehr früh verfestigt. Die tonreichen dagegen zeigen deutlich Spuren der Kompaktion, was an der Verformung der Radiolarien abzulesen ist. D.h. letztere sind parallel ss stark elongiert. Ein wichtiger Hinweis für die frühe Verfestigung scheinen uns die von der Oberfläche der Kalklagen ausgehenden klaffenden Risse, die blind etwa im mittleren Teil der Kalklagen enden und z.T. mit Detritus verfüllt sind. Abgesehen von dieser Erscheinung wollen wir noch darauf verweisen, daß es auch schon im halbverfestigten Zustand zur Deformation kam. Ein deutlicher Hinweis hiefür ist das Zergleiten einzelner Sedimentareale. Ist der obere Teil der Schichten stark verfestigt, der untere dagegen nur wenig, so kommt es zu einem Sedimentfließen. Diese Erscheinungsbilder entsprechen z.T. denen, die MOSTLER & PARWIN (1973: 10) aus zeitgleichen Hallstätter Kalken beschrieben haben, nur daß durch die verschiedene Pigmentierung jene des Martinsbühels noch klarer zum Ausdruck kommen, und nicht unmittelbar mit der Spaltentektonik, wie in den Hallstätter Kalken, in Verbindung zu bringen sind. Die ortsweise auftretenden Nodules (siehe BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974: 29) haben nichts mit den eben beschriebenen Erscheinungen zu tun.

In den tonreichen Lagen, die sich z.T. infolge Drucklösung an die Kalklagen -linsen anschmiegen, sind vor allem die Radiolarien sehr stark angereichert. Inwieweit die Anreicherung innerhalb der tonreichen Lagen auf eine Drucklösung zurückgeht, ist nicht zu entscheiden. Die Überprägung durch Stylolithen überlagert die primär nicht sehr scharfe Grenze und verstärkt somit den Gegensatz.

Abschließend sei noch auf die Kieselsäurefällung innerhalb der Karbonatgesteinsserie eingegangen. Es konnten drei Typen von

Kieselsäurebildung festgestellt werden.

- 1) Eine diffuse Verkieselung, die aber noch keine klar abgrenzbaren Kieselsäurebereiche produziert; meist wird die Matrix ersetzt, seltener kommt es zu einer partiellen Verkieselung der Biogene.
- 2) Saumbildung um Resedimente bzw. früh verfestigte, zerbrochene Kalkfragmente, z.T. auch um Plastiklaste.
- 3) Kieselsäure reichert sich in Form von Konkretionen an, die scharf vom umgebenden Sediment abzutrennen sind.

Die schon früh mobil gewordene Kieselsäure stammt wohl von den Radiolarien, die zum Großteil in einem frühdiagenetischen Stadium in Calcit umgewandelt wurden. Während man die Kieselsäureherkunft für die massenhafte Verbreitung der Radiolarien im Fassan und basalen Langobard von dem einhergehenden Vulkanismus abhängig machte, ist dies für die eben besprochenen Karbonatgesteine des Cordevols nicht möglich. Die jüngsten vulkanischen Ereignisse in diesem Gebiet sind aus dem basalen Langobard bekannt geworden. Selbst das intensive Absuchen nach Tufflagen in den höher langobardisch-cordevolischen Schichtfolgen vom Martinsbühel blieb ohne Erfolg. Ein jüngerer Vulkanismus ist nur im Westen, und zwar im Raum von Lech (Vorarlberg) und im östlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen (siehe BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974: 51). Damit wird wiederum das Problem, ob innerhalb der Partnachsichten Pyroklastika vom Typ der Pietra verde auftreten oder nicht, aufgeworfen. Die im Martinsbühel vom Normaltypus der Partnachsichten abweichende Fazies (wenig Tonschiefer bis Tonmergel, viele Kalke) würde, falls Pietra-verde-Lagen sedimentiert wurden, es erleichtern, diese innerhalb der Kalklagen zu erkennen. Was das Auftreten von Pietra verde innerhalb der Tonlagen betrifft, könnte man anführen, daß die Pyroklastika durch zu starke Verdünnung mit Tonmineralen nicht oder nur schwer erkennbar sind.

Bemerkungen zu den Schichtfolgen

Bisher sah man in den Kalken des Martinsbühels stets Gesteine des Alpenen Muschelkalks und die Tonschiefer bzw. Tonmergel wurden als Partnachsichten angesprochen. Die mikrofaunistischen Untersuchungen haben ganz deutlich aufzeigen können, daß es sich, abgesehen von dem Südteil mit Pietra-verde-Lagen (basales Langobard), um cordevolische Karbonatgesteine handelt; d.h. die neben der tonigen Beckenfazies einhergehende kalkige Beckenfazies geht im Bereich des Martinsbühels nicht nur bis in das basale Langobard, sondern reicht bis in das hohe Cordevol hinein. Das ist eine völlig neue Situation (siehe Abb. 6). War man bis 1974 der Ansicht, daß über dem Alpenen Muschelkalk, den man zur Gänze als anisisch datierte, entweder ladinischer Wettersteinkalk oder Partnachsichten folgten, haben dann BECHSTÄDT & MOSTLER nachgewiesen, daß die Partnachsichten örtlich schon im Anis einsetzen, z.B. bei Reutte in Tirol, und daß bis in das tiefe Langobard, also zeitgleich, ein in Knollenkalk- und Bankkalkfazies ausgebildetes Karbonatgestein in der Beckenentwicklung einherging und somit die im Beckentiefsten liegenden Partnachsichten von dem Riffdetritus frei hielten.

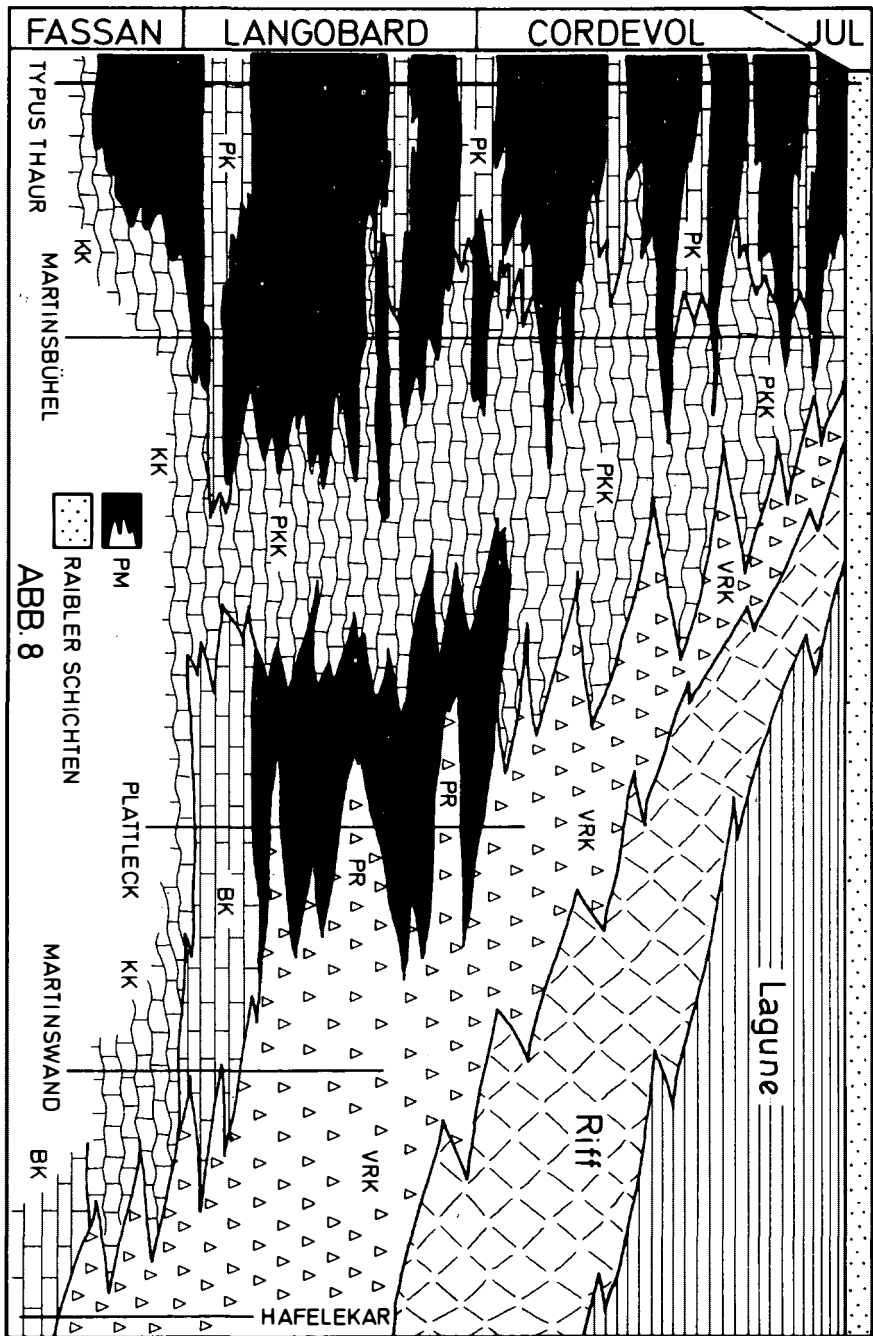


ABB. 8

Nun zeigte sich nach unseren Untersuchungen, daß diese kalkige Beckenentwicklung nicht, wie bisher angenommen, im basalen Langobard endet, sondern bis in das hohe Cordevol neben den tonigen Beckensedimenten entwickelt ist, so daß das von BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, gegebene Modell zwar für die bis 1974 bearbeiteten Profile seine Gültigkeit hatte, aber aufgrund der Profilaufnahmen des Martinsbühels modifiziert werden muß (siehe Abb. 8).

2) Plattleck

Während BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) aus dem Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen bisher nur Partnachkalke ohne Riffbeeinflussung nachweisen konnten, was schließlich zu einem Modell führte, in dem die Partnachsichten den zentralen Teil eines mitteltriadischen bis tiefobertriadischen Beckens einnahmen, ist es nun erstmals gelungen, Partnachsichten ausfindig zu machen, deren Kalklagen ausschließlich aus Riffschuttmaterial bestehen. Im Profil Plattleck setzen abrupt über Reifflinger Bankkalken langobardischen Alters die ersten Partnachmergelagen ein, die im unteren Abschnitt eher arm an Kalkeinschlüssen sind. Im mittleren Bereich der Partnachsichten tritt eine Häufung von Kalkbänken auf, die bis 20 m durchgehende Mächtigkeit erreichen können. Im Hangendabschnitt sind sie spärlich vertreten. Bereits in den Reifflinger Bankkalken läßt sich eine Riffbeeinflussung nachweisen, wobei aber die autochthone Beckensedimententwicklung gut von jener, aus dem Riff stammend, unterscheidbar ist. Mit den ersten Kalken innerhalb der Partnachsichten jedoch ändert sich das Bild insofern, als Riff- und Beckensediment eng miteinander vermischt sind bzw. der Riffdetritus eindeutig die Sedimentation bestimmt. Es handelt sich hierbei um Biogenschutt, vor allem um Korallenbruchstücke sowie um zerbrochene Kalkschwämme und andere Biogene. Daneben fällt eckiger Riffschutt, aus verschiedensten Komponenten bestehend, an. Zum Teil ist eine Gradierung feststellbar, die von ruditischem über grobarenitischem zu feinarenitischem Detritus überleitet. Nachdem in allen Kalklagen grundsätzlich eine sehr ähnliche Ausbildung gegeben ist, und nur geringe mikrofaunale Unterschiede zu beobachten sind, hat es wenig Sinn, eine weitere mikrofaunale Aufgliederung vorzunehmen.

5. Mikrofaunen und ihre stratigraphische Stellung

Der größte Teil der in den Tabellen und Abbildungen gezogenen Grenzen wurde in erster Linie aufgrund von Conodontenfaunenauswertungen erstellt. Es ging vor allem um die Fassan/Langobard- und Langobard/Cordevol-Grenze. Dort, wo leitende Conodonten fehlten, haben gesamtfaunistische Aspekte mitgeholfen, zur Grenzziehung beizutragen, d.h. wir haben uns mit den stratigraphisch oft nicht minder bedeutenden Holothuriensklerten, Schwebcrinoiden, z.T. sogar mit Poriferenspiculae und Radiolarien sowie Mikroproblematika beholfen.

1) Mikrofauna des Profils Martinsbühel (siehe Tabelle 1)

Conodonten: *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE)
Enantiognathus zieglerei (DIEBEL)
Gladigondolella malayensis NOGAMI
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Gondolella excelsa (MOSHER)
Gondolella polygnathiformis BUDUROV
Hibbardella magnidentata (TATGE)
Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis HUCKRIEDE
Hindeodella (Metaprioniodus) suevica (TATGE)
Metapolygnathus diebeli KOZUR & MOSTLER
Neohindeodella triassica triassica (MÜLLER)
Ozarkodina saginata HUCKRIEDE
Prioniodina (Cypridodella) muelleri (TATGE)

KRYSTYN (1978: 65) hat aufgrund der Neuuntersuchung von hochalpinisch/unterkarnischen Profilen vorwiegend mit Hilfe von Ammoniten eine Neugliederung des Unterkarns vorgenommen. In diesem neuen Schema hat er auch die Reichweite der wichtigsten leitenden Conodonten mitberücksichtigt. Orientiert an diesen exakten Einstufungen ist die Schichtfolge des Martinsbühels, vom Fassin zunächst abgesehen, in die excelsa-Zone und in die polygnathiformis-Zone zu stellen bzw. gehört hinsichtlich der neu vorgestellten assemblage-Zonengliederung der mungoensis-, diebeli- und möglicherweise auch schon der tethydis-assemblage-Zone an. Damit umfaßt das Profil des Martinsbühels auf jeden Fall einen Zeitabschnitt, der vom hohen Fassin über das gesamte Langobard weit in das Cordevol hinaufreicht. Ob es den Grenzbereich zum basalen Jul erreicht, läßt sich aufgrund vorliegender Faunen nicht mit Sicherheit feststellen. Unter dem Begriff "Cordevol" ist die Subzone I = aon-Subzone nach KRYSTYN (1978: 64) zu verstehen.

Holothuriensklerite: *Acanthotheelia triassica* SPECKMANN
Calclamna nuda (MOSTLER)
Eocaudina cassianensis FRIZZELL & EXLINE
Eocaudina spinosa MOSTLER
Kuehnites inaequalis MOSTLER
Praeacaudina hexagona MOSTLER
Priscopodatus triassicus MOSTLER
Staurocumites bartensteini DEFLANDRE-RIGAUD
Theelia consona (CARINI)
Theelia fastigata MOSTLER
Theelia immissorbicula MOSTLER
Theelia lata MOSTLER
Theelia planata MOSTLER
Theelia thalattocanthoides MOSTLER
Theelia undata MOSTLER

Die stratigraphische Reichweite der meisten hier vorgestellten Arten wurde von BECHSTÄDT & MOSTLER 1974 diskutiert. Außer *Eocaudina cassianensis*, *Kuehnites inaequalis* und *Theelia lata* eignen sich die übrigen Holothuriensklerite nur für eine sehr grobe stratigraphische Einstufung, die man mit Hilfe von reichen Faunen (schwerpunktartig) hinsichtlich der Verwertbarkeit etwas aufwerten kann. Auffallend ist das Auftreten von

MW (Plattleck)	Radiolarien	Foraminif.	Poriferen-Spic.	Schwebbrinoiden	Sessile Crin.	Echiniden	Holothurien	Ophiuren	Asteriden	Ostracoden	Fischreste	Conodonten	Mikroproblememat.
21	-	-	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	-
27	-	-	x	x	-	x	-	-	-	-	x	-	-
5	-	-	x	x	-	-	x	x	x	x	x	x	x
24	-	-	x	x	-	x	-	-	-	-	x	-	x
25	-	-	-	x	-	x	x	x	-	-	x	-	x
26	-	-	x	x	-	x	x	x	-	-	x	-	-
19	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	x	-	-
20	-	x	x	x	-	x	x	x	x	x	x	-	x
6	x	-	x	x	-	x	x	x	-	-	x	x	x
1	-	-	x	x	-	x	x	x	x	-	x	-	x
18	-	-	-	x	-	x	x	x	-	-	x	-	-
17	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	-	-	x
16	-	-	-	x	-	x	x	x	-	-	x	-	-
12	-	x	-	x	-	-	x	x	-	x	x	-	x
13	-	-	-	x	-	x	x	x	-	-	x	x	x
14	x	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-
7	-	x	x	x	-	x	x	x	-	x	x	x	x
11	x	x	x	x	-	x	x	-	-	-	x	x	x
8	-	-	-	x	-	-	x	-	-	-	x	x	x
35	-	x	x	x	x	-	x	-	-	-	x	x	x
34	-	x	-	-	x	-	x	-	-	-	x	x	-
33	x	-	-	-	-	-	x	-	-	-	x	x	-
32	x	x	x	-	-	-	x	-	-	-	x	x	-
30	-	-	x	-	x	-	-	x	-	-	x	x	-

CORDEVOL

LANGOBARD

ILLYR FASSAN

Tabelle 1

Negative Proben: MW 31 MW 3
 MW 15 MW 4
 MW 2

PraECAUDINA hexagona im hohen Cordevol (bisher nur aus dem Tuval und Nor nachgewiesen), was wohl damit in Zusammenhang stehen mag, daß, wie KOZUR & MOCK (1972: 10) bereits vermuteten, eine Verbindung zu *Eocaudina hexagona* aus dem Devon bestehen könnte.

Schwebcrinoiden: *Osteocrinus acanthicus* KRISTAN-TOLLMANN
Osteocrinus rectus rectus KRISTAN-TOLLMANN
Osteocrinus squamosus MOSTLER

Obwohl bei weitem die Armglieder vorherrschen, wurden immer wieder Kelche und Radialia gefunden, die die Bestimmung einiger Arten zuließen. Eine wesentliche Hilfe für die Fassan/Langobard-Grenzziehung ist das schlagartige und massenhafte Einsetzen der Roveacriniden mit der Langobardbasis. Eine weitere Untergliederung war aufgrund der artenarmen Fauna (siehe DONOFRIO & MOSTLER, 1975) nicht möglich.

Ophiuren und Echiniden:

Beide Gruppen sind relativ spärlich vertreten, was besonders für das Langobard und Cordevol zutrifft. Auf das seltene Vorkommen dieser in dem erwähnten Zeitabschnitt innerhalb der Beckenfazies haben bereits DONOFRIO & MOSTLER (1975) verwiesen, ohne dafür eine Erklärung abgeben zu können.

Die Ophiuren sind durch wenige Lateralschilder, Scheibenstacheln und durch einige Haken vertreten, während von den Echiniden nur ein Stacheltypus, wenige Pedicellariën und einige Rosetten nachgewiesen werden konnten.

Poriferenspiculae:

Die Anwesenheit der Poriferen ist durch eine Reihe von Nadeltypen, die sowohl von Kalkschwämmen als auch von Kieselschwämmen stammen, nachweisbar. Bei den Kalkschwämmen handelt es sich vorherrschend um tridentate Nadeln, zu denen sich im höheren Teil des Profils polyaene Kalknadeln dazugesellen, wie sie G. HAUERSTEIN & W. WAGNER, 1966, aus den cordevolischen aon-Schichten der Nördlichen Kalkalpen und MOSTLER & PARWIN, 1973, aus den hochlangobardisch-cordevolischen Hallstätter Kalken am Siriuskogel nachgewiesen haben.

Die Kieselschwämme sind durch diverse Megastyle, durch einen amphitylen Typus sowie durch verschiedene Caltrope, Tetractine, Orthodichotriaene, z.T. mit reduziertem Rhabd, und selten durch Phyllotriaene vertreten. Vereinzelt sind auch Nadeln des Oxyptentactins und Oxyhexactins nachweisbar.

Bei den Orthodichotriaenen mit reduziertem Rhabd handelt es sich um einen Grundtypus, der leider in der stratigraphischen Verteilungstabelle von MOSTLER (1976: 34) übersehen wurde. Diesen Typus hat MOSTLER bereits 1972 abgebildet und festgehalten, daß solche Nadeln erst mit dem Cordevol in Erscheinung treten. Im Profil Martinsbühel sind Spiculae dieses Typus erst im hohen Cordevol bekannt geworden.

	MBL (Martinsbühel)		
4	-	X	X
5	X	-	X
6	-	X	X
7	X	X	X
11	-	-	X
15	-	-	X
16	-	-	X
17	-	-	X
19	-	-	X
20	-	-	X
21	-	-	X
23	-	-	X
24	X	X	-
28	-	X	X
27	-	X	X
26	X	X	X
25	-	-	X

	FASSAN	LANGOBARD	CORDEVOL
			<i>K. inaequalis</i>
	<i>Th. fastigata</i>		<i>M. diebeli</i>
			<i>E. cassianensis</i>
			<i>G. polygnathiformis</i>
	<i>G. excelsa</i>		<i>P. hexagona</i>
			<i>G. tethydis</i>
			<i>Irinella</i> sp.
			Roveacriniden

Tabelle 2

Negative Proben: MBL 8

- MBL 9
- MBL 10
- MBL 12
- MBL 13
- MBL 14
- MBL 22
- MBL 22a

Mikroproblematika:

Auffallend ist die Beschränkung der Mikroproblematika auf das Cordevol im Profil Martinsbühel. Am häufigsten tritt *Irinella canalifera* auf, die mit Beginn des Cordevols (aon-Subzone) einsetzt. Daneben wurde vereinzelt *Cornuacites florealis* KOZUR & MOSTLER gefunden, deren stratigraphische Reichweite einen Zeitraum vom Fassan bis zum Jul umfaßt. *Placerotapis* sp. wurde sehr selten beobachtet und ist stratigraphisch ein Durchläufer.

Restliche Mikrofauna:

Es handelt sich hierbei um Radiolarien, Foraminiferen, Ostracoden und Fischreste. Die Radiolarien sind nur z.T. bearbeitet und werden im Zuge einer monographischen Darstellung vorgestellt. Die Foraminiferen und Ostracoden sind zur Zeit noch unbearbeitet, während an den Fischresten in Verbindung mit Auswertungen der gesamten alpinen Trias noch gearbeitet wird.

2) Mikrofauna des Profils Plattleck (siehe Tabelle 2)

Conodonten: *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE)
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
Gladigondolella malayensis NOGAMI
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Gondolella excelsa (MOSHER)
Gondolella mombergensis TATGE
Gondolella navicula HUCKRIEDE
Gondolella polygnathiformis BUDUROV
Hibbardella lautissima (HUCKRIEDE)
Hibbardella magnidentata (TATGE)
Hindeodella (Metaproniodus) pectiniformis HUCKRIEDE
Ozarkodina saginata HUCKRIEDE

Auffallend ist das Fehlen von *Metapolygnathus hungaricus* und *M. mungoensis*, Arten, die im Profil Martinwand sehr häufig vorkommen (siehe hierzu Taf. 1, Fig. 1-3). Die Illyr/Fassan-Grenze (Grenze trinodosus/avisianus-Zone) läßt sich mit dem Einsetzen des *Gladigondolella tethydis*-Multielements scharf fassen, während die Fassan/Langobard-Grenzziehung aufgrund des Fehlens von *M. mungoensis*, wie bereits erwähnt wurde, mit Conodonten nicht möglich ist. Die Langobard/Cordevol-Grenze ist zwar mit Conodonten nicht exakt faßbar, zumal *Gondolella excelsa* von *Gondolella polygnathiformis* schon im höheren Langobard abgelöst wird, in Verbindung mit Holothurienskleriten bzw. bedingt durch das erste Auftreten von sehr hoch entwickelten *G. polygnathiformis*-Formen ist es aber relativ gut möglich, den höher langobardischen Teil vom Untercordevol abzutrennen.

Holothuriensklerite: *Acanthotheelia ladinica* KOZUR & MOSTLER
Acanthotheelia veghae KOZUR & MOSTLER
Calclamna nuda (MOSTLER)
Eocaudina cassianensis FRIZZELL & EXLINE
Eocaudina ramosa KOZUR & MOSTLER
Eocaudina subhexagona GUTSCHICK
Priscopodatus mostleri STEFANOV

Priscopedatus ploechingeri MOSTLER
Priscopedatus staurocumitoides MOSTLER
Priscopedatus tirolensis MOSTLER
Priscopedatus triassicus MOSTLER
Theelia cf. *anisica* MOSTLER
Theelia fastigata MOSTLER
Theelia immissorbicula MOSTLER
Theelia lata MOSTLER
Theelia undata MOSTLER

Während für das hohe Illyr und für das Fassan keine stratigraphisch verwertbaren Holothurien vorliegen, ist das Langobard durch eine Reihe sehr wichtiger Leitformen ausgezeichnet. Es handelt sich hierbei um *Acanthotheelia veghae*, *Acanthotheelia ladinica* und *Eocaudina ramosa*. Diese Formen tragen auch mit zur Abgrenzung des Cordevols vom Langobard bei, wobei für das letztere das Massenvorkommen von *Eocaudina cassianensis* in Verbindung mit *Theelia lata* entscheidend ist.

Schwebcrinoiden:

Die Roveacriniden sind mit einer Hilfe für die Abgrenzung des Langobards vom Fassan. Es handelt sich um Skelettelemente derselben Arten, wie sie bereits im Profil Martinsbühel genannt wurden.

Ophiuren und Echiniden:

Im Gegensatz zum Profil Martinsbühel ist die Präsenz der beiden Tiergruppen in fast allen untersuchten Proben nachgewiesen. Häufig sind es Lateralien und Wirbel, untergeordnet Ventralschilder. Was die Häufigkeit betrifft, sind die Echiniden mindestens ebenso reichlich vertreten wie die Ophiuren, wobei vor allem Stachelreste vorherrschen. Darüber hinaus treten noch Pedicellarien sowie deren Stiele und viele Ambulacralplatten auf. Selten dagegen sind Rosetten der Ambulacralfüßchen nachweisbar. Sehr wesentlich erscheint es uns, hier festzuhalten, daß gegenüber der Armut an Ophiuren und Echiniden in Beckensedimenten der Nördlichen Kalkalpen zur Zeit des Langobards und Cordevols (siehe hierzu KOZUR & MOSTLER, 1971; DONOFRIO, 1975; DONOFRIO & MOSTLER, 1975) diese im Profil Plattleck sehr häufig und in fast allen Proben vorkommen. Dies läßt darauf schließen, daß diese aus dem Flachwasser bzw. von den Riffschutthalen stammen und episodisch mit diesen in das Becken geschüttet wurden. Alle bisher beschriebenen Partnachsichten waren frei von Riffschuttanlieferung (siehe BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, 1976). KOZUR & MOSTLER, 1971, konnten nachweisen, daß mit dem Riffschutt von obertriadischen Riffen in Ungarn sehr viele Echinidenreste in die Becken mit angeliefert wurden, die weniger das Riff, sondern vielmehr die Riffhalden besiedelten.

Asteriden:

Während Asteridenskelettelemente aus den Nördlichen Kalkalpen bisher erst ab der hohen Obertrias als gesichert nachgewiesen waren (DONOFRIO & MOSTLER, 1977), fanden sich nun in den Proben des Profils Plattleck gar nicht selten isolierte Kalkkörper-

chen, die einwandfrei den Asteriden zuordenbar sind. Aus den Cassianer Schichten Südtirols hat ZARDINI (1976: Taf. 20) eine Reihe bestens erhaltener Asteridenskelettelemente abgebildet, ohne sie allerdings als solche zu erkennen. Dagegen hat er Elemente des Kauapparats von Echiniden als Asteridenteile auf derselben Tafel abgebildet. Für den südalpinen Raum sind damit auf jeden Fall aus dem cordevolischen Anteil der Cassianer Schichten Asteriden bekanntgemacht. Aus den Nördlichen Kalkalpen hat WÖHRMANN (1889) Asteriden beschrieben (*Asteropecten pichleri*), die den Carditaschichten (julischen Alters) entstammen. Die aus dem Profil Plattleck stammenden Asteriden wurden aus den Partnachkalken herausgelöst, die ohne Ausnahme dem Langobard entstammen. Es handelt sich hierbei vermutlich um Flachwasserasteriden, die mit dem Riffschutt in das Partnachbecken gelangten. Mit dem ersten Nachweis von Asteriden, bereits ab dem Langobard, ist die von DONOFRIO & MOSTLER (1977) ausgesprochene Vermutung, daß Asteriden in der alpinen Trias wahrscheinlich nur auf die Obertrias beschränkt sind, hinfällig.

Poriferenspiculae:

Außergewöhnlich entwickelte Tetractine (siehe hiezu Taf. 1, Fig. 8) bestehen aus einem vierstrahligen Spiculum, wovon drei Strahlen etwa gleich lang sind, ein vierter, meist senkrecht dazu orientierter Strahl auf eine knopfartige Erhebung reduziert ist. Alle drei Strahlen führen eine Reihe von Stacheln, deren Länge so groß ist, daß sie sich beinahe gegenseitig berühren. Diese erstmals im Cordevol auftretenden Formen sind im Vergleich zu den norischen Formen (siehe MOSTLER, 1976), wie bereits erwähnt, sehr langstachelig, dafür aber von weitaus geringerer Zahl. Die Stachelzahl erhöht sich im zeitlichen Ablauf, also vom Cordevol bis zum Oberror, erheblich.

Die restliche Mikrofauna ist zur Zeit noch in Bearbeitung und wird z.T. in monographischen Arbeiten abgehandelt.

6. Tektonik

1) Bisherige Ansichten

Von den meisten Autoren wurde der Martinsbühel der Inntaldecke zugerechnet (z.B. W. HEISSEL, 1958, und A. TOLLMANN, 1976). Nachdem das Partnachschiebenvorkommen der Lokalität Plattleck bis 1977 noch unbekannt und die Lagerung von Partnachschieben und Alpinem Muschelkalk am Martinsbühel nur ungenau erarbeitet waren (s.a. O. AMPFERER & W. HAMMER, 1899, und O. AMPFERER & Th. OHNESORGE, 1912), schien die Zugehörigkeit des Martinsbühels zur Inntaldecke ohne die Trennung durch eine bedeutende Störung die regionale Faziesverteilung der Mitteltrias im Raum um Innsbruck durch M. SARNTHEIN, 1967, die allerdings nur durch die völlige Mißachtung der komplizierten tektonischen Verhältnisse zustande kam, zu erhärten. Erst vor wenigen Jahren wurde die Existenz einer Störung zwischen Martinsbühel und Martinswand (Inntaldecke) vermutet. So erschien T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER,

1976, die Zuordnung des Martinsbühels zur Inntaldecke zwar wahrscheinlich, eine Stellung als Teil der Lechtaldecke wurde von den Autoren jedoch nicht ausgeschlossen. G. HEISSEL, 1976, und C. HAUSER, 1977, zählten den Martinsbühel zur Lechtaldecke. Mit dem Erkennen der Karwendelschuppenzone im besonderen und dem Niederbiegen des Kalkalpensüdrands (Abtauchen aller kalkalpinen Einheiten im Karwendel, nämlich Lechtaldecke, Karwendelschuppenzone, Inntaldecke) im allgemeinen durch G. HEISSEL (1977, Diss., 1978) (siehe auch Abb. 4 und 5) zeigte sich, daß vor allem das Auftreten von Gesteinen der Lechtaldecke, aber auch von solchen der Karwendelschuppenzone am Karwendelsüdrand in diesem Gebiet unmöglich ist. Die folgenden Erläuterungen sollen die tatsächliche tektonische Position des Martinsbühels und seiner Umgebung aufzeigen.

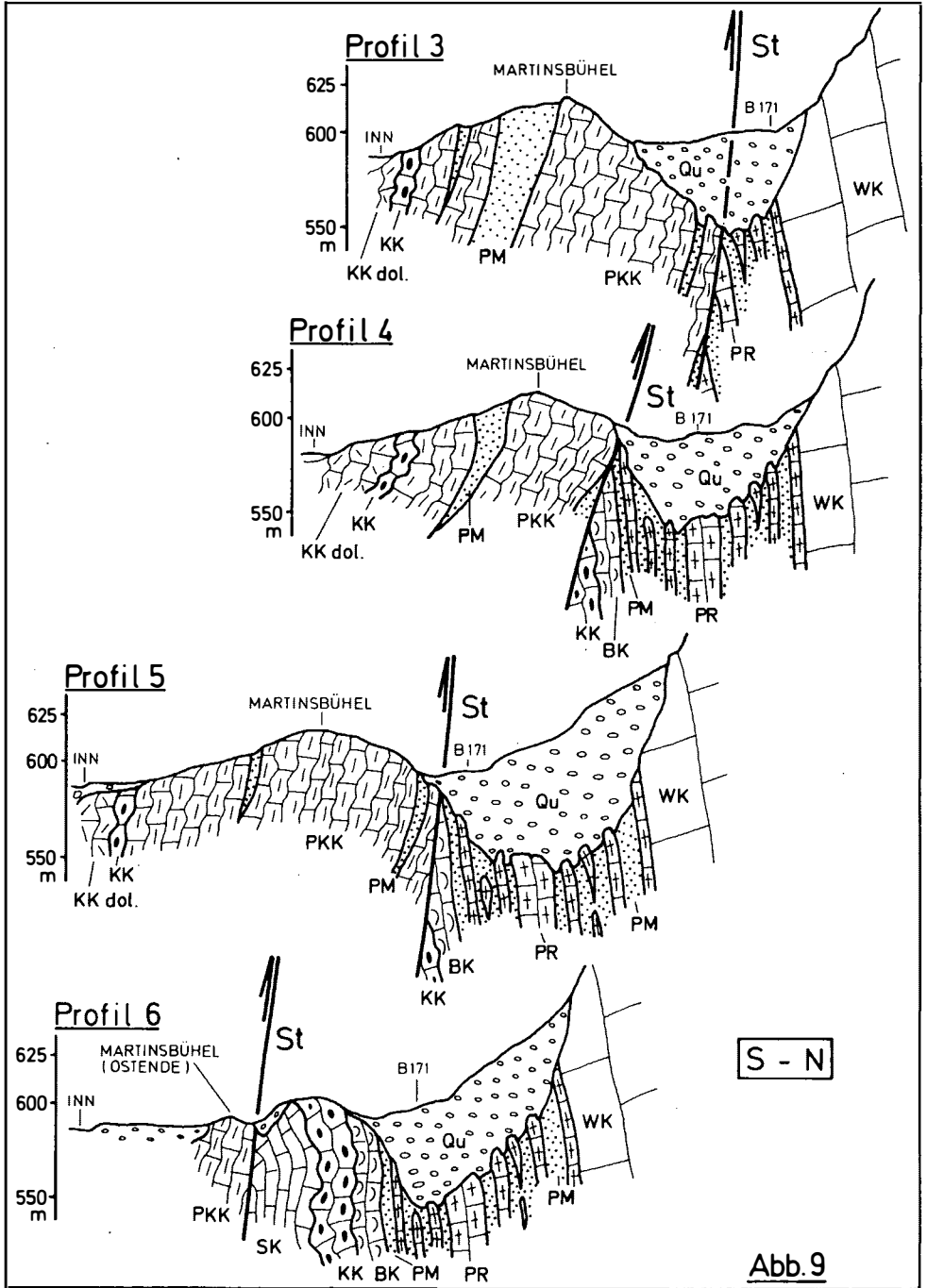
2) Bemerkungen zur geologischen Karte Martinsbühel-Südliche Martinswand (Beilage, Abb. 1)

Am Kalkalpensüdrand im Karwendel ist vor allem in der Inntaldecke neben dem übergeordneten nordvergenten Großfaltenbau (s. Abb. 4) eine intensive Kleinfaltung weit verbreitet (G. HEISSEL, 1977, 1977 - Diss., 1978). Diese ursprünglich zur Gänze nordvergente Kleinfaltung im Meter- bis Hundertmeterbereich ist gegen das Hangende der Inntaldecke überwiegend nordvergent geblieben, gegen das Liegende der Einheit allerdings vorwiegend südvergent überprägt (s. Abb. 5). Hiefür gibt es nach G. HEISSEL (1977, Diss., 1978) zwei Möglichkeiten der Entstehung: Einerseits dürfte das Nachdrängen der kristallinen Einheiten auf den Decken- und Schuppenbau der Nördlichen Kalkalpen zu Unterschiebungsvorgängen der Inntaldecke durch die Karwendelschuppenzone, und damit zum Auftreten der potenzierten Faltung geführt haben, andererseits scheint es im Faltenkern großer nordvergenter Antiklinalen (z.B. Solsteinantiklinale) verbreitet zur Anschoppung inkompetenter Gesteine (Alpiner Buntsandstein, Reichenhaller Schichten, Alpiner Muschelkalk) bei meist abweichender Vergenz gekommen zu sein (siehe Abb. 5, Profil 2). Diese potenzierte Faltung ist auf der vorliegenden Karte (Abb. 1) von E bis in den Steinbruch Pilgerschrofen zu beobachten. Nachdem es sich dabei vielfach allerdings um einen nahezu isoklinalen Faltenbau handelt, ist dieser oft nur durch die genaue Auflagerung der Gesteine (Reichenhaller Schichten, Virgloriakalk, "Steinalmkalk", Reiflinger Knollenkalk, Reiflinger Bankkalk) in den Griff zu bekommen, was im Ostteil der geologischen Karte (Beilage, Abb. 1) sehr schön zum Ausdruck kommt. Die potenzierte Kleinfaltung am Karwendelsüdrand ist erst seit G. HEISSEL (1977, 1978) in diesem Gebiet bekannt. Ihre detaillierte Erarbeitung durch die Verfasser, gerade am Kartenblatt der vorliegenden Arbeit, wurde erschwert durch das Auftreten verschiedener Störungssysteme. Die bedeutendsten Störungen mit Versetzungsbeträgen von teilweise mehr als 100 m sind annähernd N-S-gerichtet und treten sowohl morphologisch als auch im geologischen Kartenbild deutlich hervor (z.B. Finstertalgraben). Stets wird dabei der Westteil gegenüber dem Ostteil nach Norden versetzt. Anhand der Partnachsichten der Lokalität Plattleck sowie auch an den Reiflinger Bankkalcken in diesem Bereich sind

aufgrund der faziell bedingten Mächtigkeitsunterschiede östlich und westlich dieser Störungen nicht nur stärkere N-S-Versetzungen, sondern auch relativ große Vertikalbewegungen feststellbar. Ein zweites System von Störungen und Klüften mit meist nur geringen Versetzungsbeträgen entspricht der Inntallinie westlich Telfs und östlich Innsbruck (40-60°). Ebenfalls mit vorwiegend nur geringen Versetzungsbeträgen ist das Störungs- und Klufsystem ausgestattet, das der Inntallinie zwischen Telfs und Innsbruck entspricht (120-150°). Dieser Richtung entspricht auch die Störung zwischen dem Martinsbühel und der Martinswand, allerdings ist hier, wie noch erläutert werden soll, mit sehr großen Versetzungsbeträgen zu rechnen. Schließlich sind auch noch vereinzelt E-W-gerichtete Störungen beobachtbar (siehe Beilage, Abb. 2). Alle vier Störungs- und Kluftrichtungen können direkt mit dem tektonischen Lineament der Inntallinie in Verbindung gebracht werden. Die Inntallinie trennt die Nördlichen Kalkalpen von den im Süden angrenzenden kristallinen Einheiten des Mittel- und Unterostalpins. Im Zuge der sehr jungen Bewegungen drängen diese Einheiten nach Norden, wobei es teilweise zur Anschoppung, zum Teil aber zu einer randlichen Überwältigung der Kalkalpen kam, wofür auch das Niederbiegen des Kalkalpensüdrands spricht. Dieser Andruck aus dem Süden zeigt sich unter anderem auch im hohen Grad tektonischer Zerrüttung des von uns bearbeiteten Areal. Neben sehr häufig auftretenden Störungen verschiedenen Ausmaßes ist besonders auf die massenhaft zu beobachtenden Harnischflächen hinzuweisen. Es konnte eine Abnahme der Zahl der Harnischflächen gegen Norden herausgearbeitet werden (hier sind jene Harnischflächen gemeint, die Bewegungsspuren von Auf- und Abschiebungen zeigen). Es erscheint uns wichtig, darauf hinzuweisen, daß die annähernd S-N-gerichteten Störungen auf Ausgleichsbewegungen zurückzuführen sind. Sie sind vorwiegend in den südlichsten Aufschlüssen der Martinswand anzutreffen, wo die tektonische Beanspruchung am größten war. Etwa östlich des Steinbruchs Meilbrunnen spielen sie daher keine bedeutende Rolle mehr.

3) Zur tektonischen Grenze zwischen Martinsbühel und Martinswand (siehe Beilage, Abb. 1; Abb. 9, Profile 3-6)

Wie unsere geologische Karte (Beilage, Abb. 1) und die Profile 3-6 (Abb. 9) deutlich zeigen, ist aufgrund der geologischen Lagerungsverhältnisse des Martinsbühels die Annahme einer Störung zwischen diesem und den Felsaufschlüssen in der Wiese gleich östlich davon unumgänglich. Die Gesteine des Martinsbühels haben bei überkippter Lagerung ihr Liegendes im Süden, das Hangende im Norden. Das Streichen und Fallen der Gesteine des Martinsbühels ist außerdem ganz anders als jenes der Martinswand und des Felsaufschlusses gleich östlich des Martinsbühels. Die auf den Profilen 3-6 angenommenen Partnachsichten nördlich der Störung, die den Martinsbühel gegen Norden begrenzt, bilden die Fortsetzung der Partnachsichten der Lokalität Plattleck. Es ist anzunehmen, daß sich diese Partnachsichten noch mindestens bis in das Gebiet nördlich des Martinsbühels gegen Westen hinziehen. Insofern sind also ursprüngliche Vermutungen zu bestätigen, wonach das Tälchen zwischen Martinswand



und Martinsbühel durch das gute Verwittern weicher Partnachschichten gebildet wurde. Nachdem die Partnachschichten des Martinsbühels bis ins hohe Cordevol, vielleicht bis an die Grenze zum Jul reichen, können sie nicht mit dem langobardischen bzw. untercordevolischen Wettersteinkalk der Martinswand (Plattleck) in Verbindung gebracht werden. Auch wird eine Verbindung der Gesteine am Ostende des Martinsbühels (Knollenkalke und Mergel der Partnachschichten), die hochcordevolisches Alter besitzen, mit jenen, nur wenige Meter östlich davon aufgeschlossenen, unterlangobardischen Gesteinen (Knollenkalke des Alpen Muschelkalks) unmöglich.

Die genauen faziellen Untersuchungen erhärten somit den schon durch Geländebefunde gezogenen Schluß der tektonischen Abtrennung des Martinsbühels von seiner Umgebung vollkommen. Es handelt sich hierbei also um den Fall einer tektonisch komponierten Scheinserie bzw. um einen Scheinfazieskomplex im Sinn von A. TOLLMANN (1973), wie er im Karwendel zwar überaus häufig, selten jedoch so schön herauszuarbeiten ist (siehe auch G. HEISSEL, 1978).

4) Großer tektonischer Rahmen (Beilage, Abb. 1, 2, 3; Abb. 4, Abb. 12a)

Nachdem aufgrund der geologischen Neuaufnahme großer Teile des Karwendelgebirges durch G. HEISSEL (z.B. 1978) die Aufgliederung des Gebirgsbaus in Lechtaldecke und Inntaldecke (im Sinn von O. AMPFERER & W. HAMMER, 1911; O. AMPFERER & W. HEISSEL, 1950; W. HEISSEL, 1958; A. TOLLMANN, 1970, 1971, 1973, 1976; etc.) einer Neugliederung in Lechtaldecke, Karwendelschuppenzone und Inntaldecke bei Beibehaltung bzw. sogar bei Erweiterung des Allochthonieprinzips der einzelnen Einheiten weichen mußte, sind die unter der Inntaldecke im Unterinntal gegen Westen bis zum Höttinger Bild aufgeschlossenen Gesteine nicht der Lechtaldecke, sondern der Karwendelschuppenzone zuzuordnen. Die Karwendelschuppenzone wird im Gebiet nördlich von Innsbruck im Gramart-Hungerburghalbfenster von der heute nachweislich bis zum Inn in Innsbruck (Hoher Weg, Fallbachgraben) aufgeschlossenen Inntaldecke eingerahmt (G. HEISSEL, 1978), (siehe Abb. 4, Abb. 12a). Es ist also mit einer Fortsetzung der Karwendelschuppenzone unterhalb der Inntaldecke noch weiter gegen Westen zu rechnen. Darum ist auf Profil 2 der Abb. 5 unterhalb der Inntaldecke nicht die Lechtaldecke, sondern die Karwendelschuppenzone aufgezeigt. Die innerhalb der Karwendelschuppenzone eingetragene gestrichelte Linie soll den weiter im Osten in Form einer großen liegenden Falte aufgeschlossenen Bau der Thaurer Schuppe andeuten. Mit dem eventuellen Auftreten von Lechtaldecke wäre erst beträchtlich tiefer zu rechnen.

Die annähernd E-W-verlaufenden Großfaltenachsen der Inntaldecke fallen, von Osten kommend, zuerst flach, in der Nähe der Seefelder Senke immer steiler nach Westen ein (siehe Abb. 4). Zwischen Profil 1 und Profil 2 (Abb. 5) macht sich bereits das starke Eintauchen der Faltenachsen der Inntaldecke in die Seefelder Senke bemerkbar. So dürfte die Inntaldeckengrenze auf Profil 2 im Bereich der Zirler-Mähder-Synklinale etwa in Meeres-

spiegelhöhe liegen, im Profil 1 bereits wesentlich darunter. Ähnlich wie im Osten die Großfaltenachsen in die Seefelder Senke abtauchen, steigen sie am Westende der Quereinmuldung wieder auf. Nach G. HEISSEL, 1978, ist jedoch nicht die Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale mit der Mieminger Antiklinale von A. TOLLMANN, 1976 (Hohe Munde etc.), zu verbinden, sondern die Solsteinantiklinale. So könnte der zur Inntaldecke gehörende Teil des Tschirgants, projiziert auf das Karwendel, südlich der Zirler-Mähder-Synklinale einzuordnen sein. Der Martinsbühel ist aufgrund der tektonischen und faziellen Analyse ebenfalls relativ weit südlich der Zirler-Mähder-Synklinale anzuordnen, kann aber trotzdem als Teil der Inntaldecke gewertet werden (siehe Abb. 12a, 12b).

Durch die Luftbildauswertung sind die drei bzw. vier schon im Gelände beobachteten Störungs- und Kluftrichtungen gut ersichtlich (siehe Beilage, Abb. 2). Dasselbe gilt für die überregionale Analyse der Satellitenbilder (Beilage, Abb. 3). (Vgl. TOLLMANN, 1977).

Die Seefelder Senke betreffend ist vor allem bemerkenswert, daß ihre Anlage vermutlich in sehr engem Zusammenhang mit den auf Abb. 3 (Beilage) unter Bereich 1 ausgeschiedenen Kluft- und Störungslinien zusammenhängt. Das Nachdringen des Ötztalkristallins gegen die Nördlichen Kalkalpen könnte daher ohne weiteres entlang der Bewegungsbahn Silltallinie-Oberinntallinie (zwischen Innsbruck und Telfs), also etwa von SE nach NW erfolgt sein. Nimmt man für den Innsbrucker Quarzphyllit einen gleichen Bewegungssinn an, könnte die Seefelder Senke mit ihren niedergebogenen, SW-NW-verlaufenden Großfaltenachsen eher durch einen Staucheffekt entstanden sein, als durch eine zwar lokale, aber weit nach Norden ausgreifende Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen durch das Ötztalkristallin etc. (siehe auch G. HEISSEL, 1978: 277, 282, 283). Es erscheint uns jedoch wichtig, zu betonen, daß dies nicht die Bedeutung dieses tektonischen Vorgangs vermindert, denn die kristallinen Einheiten schneiden entlang der gesamten Inntallinie die kalkalpinen Strukturen schräg ab, was eine gewaltige tektonische Reduktion der kalkalpinen Decken und Schuppen zur Folge hat (siehe auch Abb. 12a).

Zur Abb. 5 erscheint noch folgende Bemerkung angebracht: Auffällig ist der große Mächtigkeitsunterschied des Wettersteinkalks in Profil 1 und Profil 2. Hier gibt es nach unserer Ansicht zwei Ursachen, die sicherlich beide eine Rolle spielen. Zum einen dürfte die von R. BRANDNER (1978) aus diesem Gebiet beschriebene prae-Raibler Verkarstung die geringe Mächtigkeit des Wettersteinkalks in Profil 1 bedingen, zum anderen müssen wohl auch die unterlagernden Partnachschieben (Lokalität Plattleck) dafür verantwortlich gemacht werden.

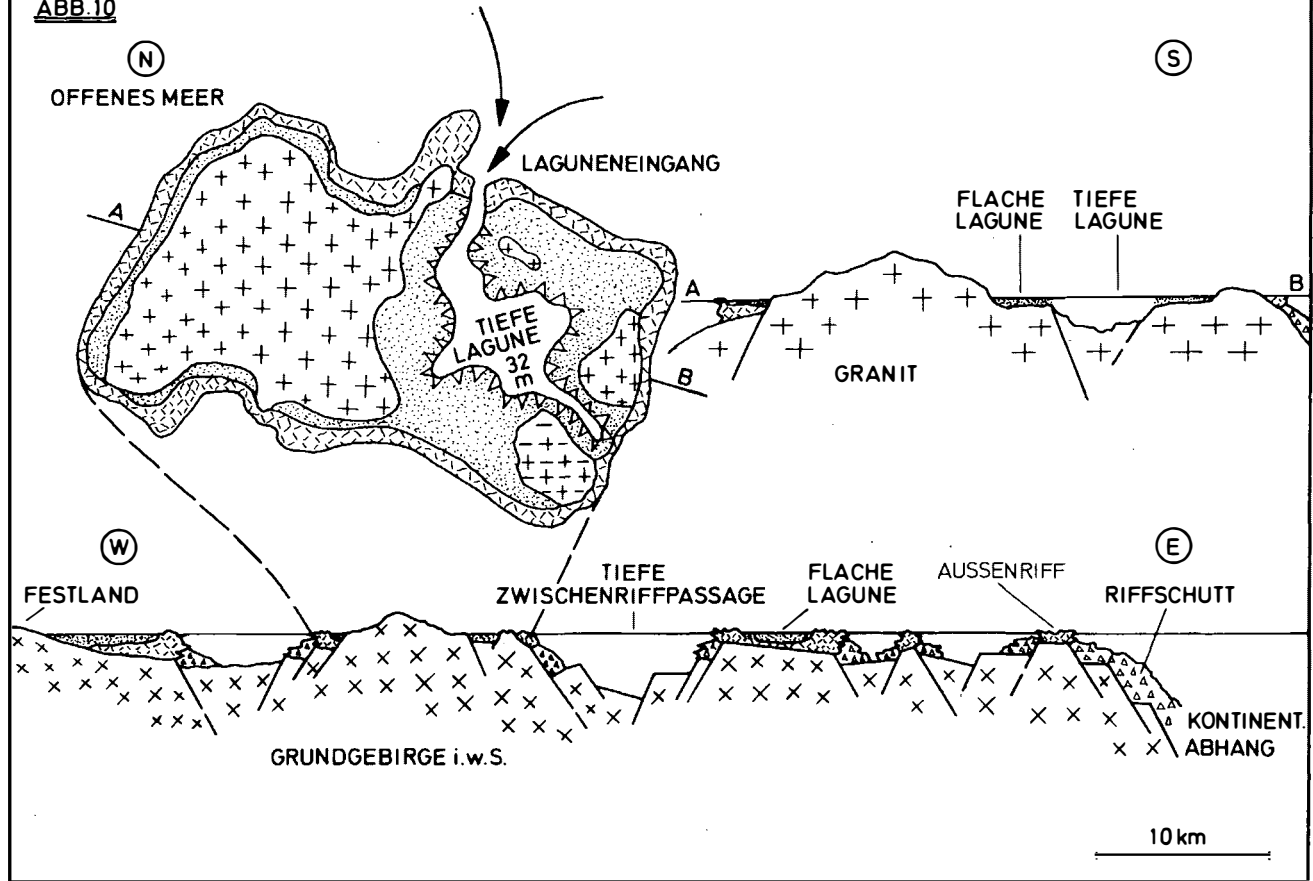
7. Paläogeographische Überlegungen

Im Gegensatz zu dem von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974, 1976) erstellten Modell, in welchem die Partnachfazies ohne Ausnahme den zentralen Beckenbereich einnimmt, ist mit vorgelegten Untersuchungsergebnissen erstmals ein direkter Konnex zwischen Wettersteinriffentwicklung und Partnachfazies nachgewiesen. Die den Partnachtonschiefen und -mergeln zwischengeschalteten Partnachkalke sind über den gesamten Profilbereich des Plattlecks aus Riffschuttmaterial zusammengesetzt, der aus dem langobardischen bis untercordevolischen Wettersteinriff stammt. Die vielen bisher untersuchten Profile mit Partnachfaziesentwicklung haben eindeutig aufzeigen können, daß der Riffdetritus von Reiflinger Kalken insbesondere von den Bankkalken in Reiflinger Fazies aufgefangen wird, und somit kein Riffschutt in das von Partnachschichten eingenommene Beckenzentrum gelangen konnte (siehe BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974). Der Nachweis einer mehr oder minder synchronen Reiflinger und Partnachfaziesentwicklung hatte eine Abänderung der von TOLLMANN, 1976, entwickelten Vorstellung von schmalen Partnachkanälen zwischen den Wettersteinriffen erfordert, zumal die schmalen Kanäle durch das Hinzutreten der Reiflinger Beckenfazies wesentlich an Breite gewonnen haben. Aufgrund von Kartendarstellungen, den Raum um Reutte und Garmisch-Partenkirchen betreffend, wo die Partnachschichten zwischen den Wettersteinkalken dargestellt sind, entsteht insofern eine verzerrte Optik, als man Partnachschichten im allgemeinen darstellt, d.h. Partnachtonschiefer, -mergel und -kalke zusammenfaßt, und damit nicht das Bild vermittelt bekommt, welches aufzeigt, daß über weite Bereiche die Reiflinger Kalkfazies bis knapp unter die Raibler Schichten anhält, wenn auch in einem Alternieren mit Mergeln und siltigen Tonschiefen. Man bezeichnet sie aber nicht als Reiflinger Kalke, da man nach Übereinkunft alle innerhalb der Partnachmergel auftretenden Kalke als Partnachkalke ausscheidet.

Im Verhältnis zu den Wettersteinriffkomplexarealen sind es trotz Hinzukommens der Reiflinger Beckenentwicklung noch relativ schmale Beckenbereiche, die eine Zwischenriffposition einnehmen. Einer der Autoren (MOSTLER) hatte Gelegenheit, den Nordteil des australischen Barriereriffs zu studieren, wobei ihm schon bei den ersten Übersichtsbelegungen die zum Teil recht breiten und tiefen Wasserstraßen zwischen den Riffen auffielen.

Das Barriereaußenriff setzt am Außenrand über dem Kontinentalabhang auf und ist von den nächst landeinwärts folgenden Riffen durch in der Breite stark schwankende Wasserstraßen getrennt. Der Terminologie für Riffkomplexe folgend müßte man von Lagunen sprechen, zumal es sich um Zwischenriffbereiche handelt. Nun liegt das Außenriff in vielen Fällen mindestens 100 km von der Küste entfernt, so daß sich zwischen diesem und dem Festland mehrere Riffe mit den zunächst so genannten "Wasserstraßen" abwechseln. Riffe unterschiedlichster Gestalt selbst wiederum haben Lagunen eingeschlossen, die von der Sedimentproduktion und von der Organismenbesiedelung vollkommen dem entsprechen, was man in der Sedimentologie als Lagune bezeichnet, während

ABB. 10



die über 50 m tiefen Zwischenriffpassagen im wesentlichen dem entsprechen, was wir in der Trias etwa als Beckensedimente in Reiflinger Fazies bezeichnen. Die Fauna zwischen den einzelnen Riffen innerhalb des stark gegliederten Schelfs (siehe Abb. 10) ist eine typische Hochseefauna und entspricht völlig jener außerhalb des Außenriffs. Vom Sediment her, soweit dies aus der Literatur in Erfahrung gebracht werden konnte, ist es im äußeren Teil des Schelfs vorwiegend eine Karbonatschlammabildung, während der Innenschelf mehr von einer siliziklastischen Sedimentation erfaßt wird. Der von beiden Seiten geschüttete Riffdetritus spielt nur im Randbereich der Zwischenriffpassagen eine größere Rolle. Der Wechsel von Riffen und Wasserstraßen soll nach W.G.H. MAXWELL, 1969, auf pleistozäne synsedimentäre Tektonik, in Verbindung mit Meeresspiegelschwankungen, zurückgehen, die den Schelfbereich stark zerlegt hat. (Siehe hiezu das stark schematisierte Profil (Abb. 10) zwischen Festland und Kontinentalabhang, das unseres Erachtens in grober Annäherung die Vorstellung vermittelt, wie es in der Zeit der höheren Mitteltrias bzw. tieferen Obertrias in den Nördlichen Kalkalpen ausgesehen haben könnte). Daß die Riffe sich noch direkt an der Küste Australiens bilden, obwohl bis zum Außenrand des Schelfs 100 km und mehr diesen vom eigentlichen Ozean trennen, hängt wohl damit zusammen, daß es gewaltige Tidenhübe (bis 11 m) gibt, die praktisch täglich für einen gewaltigen Wasseraustausch mit dem offenen Ozean sorgen, ganz abgesehen davon, daß entlang der Wasserstraßen nicht unbedeutende Wasserbewegungen für Frischwasserzufuhr sorgen und somit das prächtige Gedeihen der Riffe entscheidend beeinflussen. Ob man auch für die Mittel- und tiefere Obertrias der Nördlichen Kalkalpen mit solch extremen Tidenhuben operieren darf, ist noch völlig offen, zumal es noch nicht einmal sicher erwiesen ist, ob die Wettersteinsedimente dem entsprechen, was in Australien in den abgeschlossenen Riffen mit nur schmalen Zugang zur Lagune sich bildete, oder ob es sich um sehr großflächige Lagunen und Ultralagunensedimente handelt. Die bisherigen Modelle, auf die Riffe selbst zugeschnitten, etwa wie sie OTT (1972a, b) vorstellt, geben noch keine sichere Auskunft, ob tatsächlich ein Atollriffcharakter entwickelt ist oder nicht, zumal bei den Riffmodellen OTTs verschiedene Zeiten und z.T. tektonisch nicht Zusammengehöriges Pate standen. OTT bezieht sein gesamtes Modell auf eine 400-500 m-Mächtigkeitlinie im Wettersteinkalk, was jedoch in vielen Fällen nachweislich nicht gelungen ist. So ist z.B. im südöstlichen Gleirschtal (siehe E. OTT, 1967: 73) die für die riffnahe Lagunenfazies kennzeichnende *Teutloporella herculea* nicht auf die 400-500 m-Linie beziehbar, sondern schon gute 1000 m höher, d.h. bereits nahe der Cordevol/Jul-Grenze, also unweit der Liegendgrenze der Raibler Schichten. Im nordöstlichen Karwendeltal liegt *Teutloporella herculea* jedoch bedeutend tiefer, nämlich im Langobard knapp oberhalb der Hangendgrenze des Alpinen Muschelkalks.

Ein weiterer Mangel ist, daß OTT, 1967, 1972a, b, genauso wie auch M. SARNTHEIN, 1965-1967, und J. FRISCH, 1975, Partnarschichten und Wettersteinkalk dem Ladin zuordnen und den Muschelkalk dem Anis, was seit den Untersuchungen von T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1974, als nicht mehr zutreffend bekannt ist.

Wie wir in der vorliegenden Arbeit mit Abb. 7 sehr schön aufzeigen können, sind sowohl die altersmäßigen als auch die fazialen Unterschiede der Gesteine von Profil zu Profil in ihrem Ausmaß sehr verschieden! Gerade der Faktor Zeit ist nicht zu unterschätzen, wenn man bedenkt, daß z.B. im Profil Berglental (T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1976) der Vorriffkalk des Wettersteinkalks bereits im Illyr beginnt, im Profil Hafelekar im Fassan, im Profil Martinswand im Langobard und im unmittelbar benachbarten Profil Plattleck im Cordevol!

Leider haben E. OTT, 1967, 1972, M. SARNTHEIN, 1965-1967, und J. FRISCH, 1975, auch die tektonischen Verhältnisse nicht berücksichtigt, was sich auf die von diesen Autoren gezogenen Schlußfolgerungen nachteilig auswirkt. Allerdings muß gesagt werden, daß sich die Erkenntnisse über den geologischen Bau des Karwendelgebirges durch die Neuuntersuchungen von G. HEISSEL, 1978, im Gegensatz zum allgemeinen tektonischen Wissensstand, etwa von 1967, wesentlich verändert haben. Die Berücksichtigung der nunmehr als sehr kompliziert erkannten Interntektonik der Inntaldecke führt zu einem anderen Bild einer Faziesverteilung im mittleren Wettersteinkalk des Karwendelgebirges, als OTT, 1967, und SARNTHEIN, 1967, annehmen: Die Inntaldecke besitzt nach G. HEISSEL, 1978, nicht nur mehrere deckeninterne Bewegungsbahnen mit Mindestüberschiebungsweiten von jeweils mehreren Kilometern, was bei einer tektonischen Rückformung beachtet werden muß, sondern sie ist auch (im Gegensatz zu bisherigen Ansichten) in 12 nordvergente Großfalten gegliedert. Besonders im Osten der Inntaldecke (Gleirsch-Bettelwurfkette, östliches Hinterautal, Roßloch, Vomper Loch, Huderbank-Hochnißl etc.) bilden diese Großfalten bisher unerkannte Scheinserien im Sinn von A. TOLLMANN, 1973. Weitreichende Konsequenzen hat auch die Erkenntnis der völligen tektonischen Trennung der Schuppen der Karwendelschuppenzone von der Inntaldecke einerseits und der Lechtaldecke andererseits, wie bei G. HEISSEL (1978: 149-152) erläutert wird. Somit können die das Riff charakterisierenden Fundpunkte von Sphinctozoa, Tubiphytes und Korallen an der Nordseite des Karwendeltals nicht mit der riffernen Lagune (*Diplopora annulata*, *Teutloporella peniculiiformis*) der Inntaldecke an der Südseite des Karwendeltals in Verbindung gebracht werden. Es dürfen nicht einmal innerhalb der Karwendelschuppenzone weitreichende Schlußfolgerungen ohne Beachtung der Tektonik durchgeführt werden. Bringt man beispielsweise den Wettersteinkalk beiderseits des Bäralpls durch Rückformung in seine vermutliche ursprüngliche Lage, so ändert sich das bei OTT, 1967, dargestellte Bild der Riffzone im Norden grundlegend: der Wettersteinkalk westlich des Bäralpls (Arnsnitz-Hochwörnerschuppe nach G. HEISSEL, 1978) muß wahrscheinlich einige Kilometer nördlicher liegen als das Wettersteinkalkriff östlich des Bäralpls (Bäralplkopf-Kuhkopfschuppe nach G. HEISSEL, 1978). Schon A. TOLLMANN (1973: 163) warnt mit Recht vor einer Konstruktion eines Scheinfazieskomplexes im nordwestlichen Karwendel, denn immerhin dürften nach Rückformung der Tektonik viele Kilometer zwischen dem Wettersteinkalkriff der Lechtaldecke östlich von Mittenwald und jenem der Arnsnitz-Hochwörnerschuppe im nordwestlichen Karwendeltal liegen. Unsere Abbildungen 12a und 12b zei-

gen deutlich auf, daß bei Berücksichtigung der Tektonik sich das Bild eines längsovalen Atollriffs im Karwendel im Sinn von E. OTT, 1967, 1972, und M. SARNTHEIN, 1967, nicht bestätigen läßt. Die Darstellung von OTT (1967: 73) zeigt also nicht die Faziesverteilung im mittleren Wettersteinkalk während der Trias auf, sondern stellt mit Einschränkungen dar, wo heute in welcher Faziesausbildung (Riff, riffnahe und rifferne Lagune) mittlerer Wettersteinkalk im Karwendel zu finden ist.

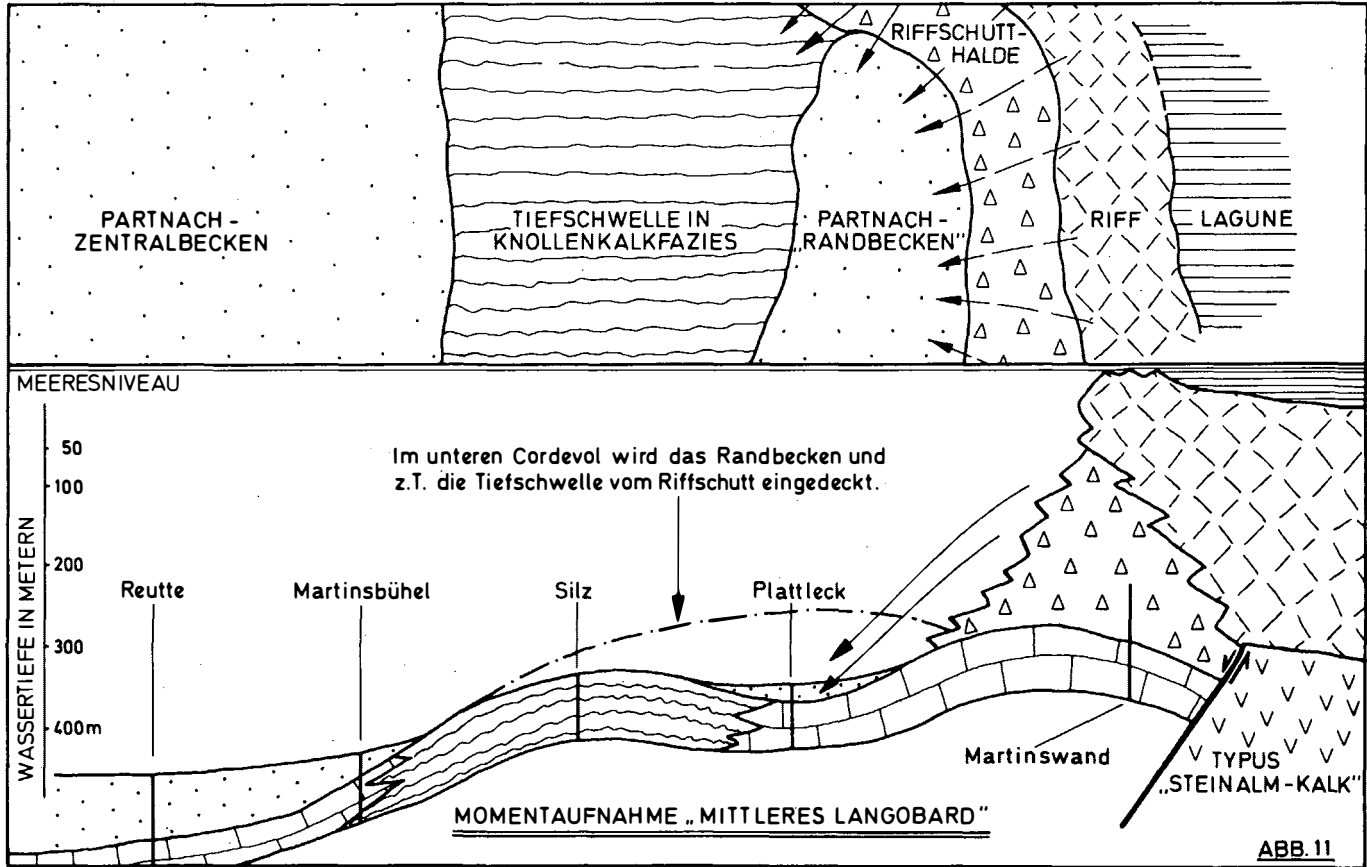
Generell verweist A. TOLLMANN (1973: 162) deutlich auf die Gefahr unrichtiger paläogeographischer Rekonstruktion unter Außerachtlassung der tektonischen Gegebenheiten. Ohne Beachtung der Tektonik ist man leicht versucht, die dabei gewonnenen Erkenntnisse durch Phänomene zu deuten, die in Wirklichkeit jedoch keine oder nur untergeordnete Bedeutung haben. Als Beispiel hiefür sei der Versuch der Erklärung des scheinbar exzentrischen Baus des Karwendelatolls durch vorherrschende Windrichtung aus dem Süden erwähnt (siehe E. OTT, 1967).

Es kann also eine Rekonstruktion der Paläogeographie eines größeren Gebiets nicht zielführend sein, wenn sie auf ein bestimmtes Gesteinsniveau bezogen wird, wie z.B. auf die 400 m-Linie oberhalb der Wettersteinkalkliegendgrenze. Es werden dabei nämlich zeitlich und räumlich nicht vergleichbare Faktoren vermischt.

Eine derartige Rekonstruktion ist nur sinnvoll, wenn man hiefür zeitgleiche Sedimente unter strengerer Beachtung der heutigen tektonischen Verhältnisse heranzieht.

Betrachtet man nun die stattliche Anzahl bereits untersuchter mitteltriadischer Profile (siehe T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1974, 1976, sowie die vorliegende Arbeit), so fällt die unerwartet reiche und keineswegs an tektonische Einheiten gebundene Faziesdifferenzierung der Mitteltrias im Bereich der westlichen Nördlichen Kalkalpen auf. Es zeigt sich somit, daß allein aufgrund der Fazies eines Profils wohl nur in Ausnahmefällen eine Zuordnung zur einen oder anderen tektonischen Einheit durchgeführt werden kann. Wir haben jedoch mit der vorliegenden Arbeit aufzuzeigen versucht, daß sich, wie im Fall Martinsbühel-Martinswand, aufnahmegeologische Erkenntnisse durchaus mit Faziesvergleichen zwischen einzelnen Profilen bestätigen bzw. untermauern lassen. Faziesvergleiche in Zusammenhang mit dem reichen Repertoire weiterer geologischer Arbeitsmethoden (Erarbeitung der Großtektonik und Kleintektonik, Luftbilddauswertung,...) sind durchaus zielführend.

Zurückkommend auf die Partnachschichten mit Riffdetritus im Bereich der Martinswand sind wir also gezwungen, auch örtlich Partnachbecken anzunehmen, die mit den Riffen direkt in Verbindung stehen, eine Situation, die BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) nur für den hohen Teil des Cordevols in Betracht gezogen haben. Allerdings ist für diese Bereiche nie der Nachweis einer Riffschuttanlieferung gelungen, was damit in Zusammenhang stehen mag, daß die Riffe im hohen Cordevol bereits von der Lagunenfaziesentwicklung erstickt wurden. Die paläogeographischen Überlegungen, gepaart mit den Rückformungen (Abwicklung der Tektonik) weisen eher darauf hin, daß keine direkten Beziehungen

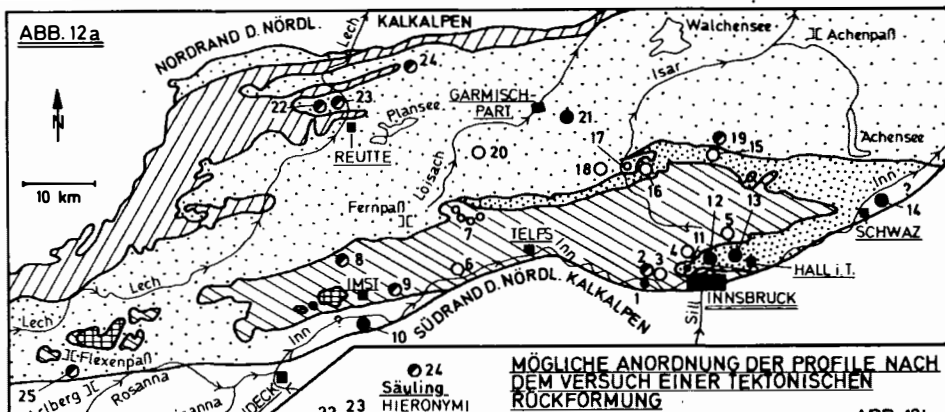


zwischen den Partnachrandbecken der Martinswand und dem zentralen Beckenbereich bestehen, sondern vielmehr sich zwischen beiden eine Tiefschwelle in Form von "Knollenkalken" als trennendes Element anbietet (siehe Abb. 11).

Abschließend sei noch die Art und Weise der Anordnung von Profilen aus der Mitteltrias, erstens innerhalb der heutigen tektonischen Einheiten und zweitens nach dem Versuch einer tektonischen Rückformung diskutiert (siehe Abb. 12a, 12b). (Tektonische Einheiten nach A. TOLLMANN, 1976, und G. HEISSEL, 1978). Es soll deutlich aufgezeigt werden, daß Profile, die heute oft nur wenige 100 m nebeneinander liegen, nach dem Versuch einer tektonischen Rückformung weit voneinander entfernt sein können. Als Beispiele hierfür seien genannt: Martinsbühel-Plattleck, Hötting-Hafelekar, Thaur-Wildangerspitze, Sulzleklamm-Kichlkar, Hochalmsattel-Torscharte etc. Man sieht also, daß bei Beachtung der heutigen tektonischen Gegebenheiten ein in wesentlichen Punkten anderes Bild entsteht, als es jene Arbeiten vermitteln, die den heutigen Gebirgsbau nicht berücksichtigen (z.B. M. SARNTHEIN, 1967; J. FRISCH, 1975). Weiters wird klar aufgezeigt, daß sich die Gesteinszusammensetzung der Inntaldecke keineswegs an allen Stellen in der gleichen Weise ändert wie die des Untergrunds, was z.B. K. BEURLEN (1944) und W. ZEIL (1959: 84, 85) beschreiben. Hingegen haben sich die beobachtbaren scheinbaren "Gesteinszusammenhänge" zwischen Untergrund und überlagernder Einheit stets als Scheinserien bzw. Scheinfazieskomplexe im Sinn von A. TOLLMANN (1973) entpuppt.

Die in Abb. 12b für die Profile verwendeten Signaturen haben übergeordnete Bedeutung, da sie ja die oft sehr starken faziellen Unterschiede zwischen einzelnen Profilen innerhalb des Alpenen Muschelkalks und innerhalb der Partnachschichten nicht aufzeigen! Die Verteilung der Profile nach Ausglättung der Tektonik ist für eine ins Detail gehende Rekonstruktion der komplizierten mitteltriadischen Paläogeographie zu weitmaschig. Weiters ist darauf hinzuweisen, daß die tektonische Position einiger Profile durch Neubearbeitung der betreffenden Gebiete erst geklärt werden muß. Es wäre hier die Schwazer Trias als Beispiel zu nennen, für die unserer Ansicht nach am ehesten eine Zuordnung zur Karwendelschuppenzone oder eine Stellung südlich der Inntaldecke in Frage kommt. Ähnliches gilt auch für die Trias südlich von Imst und am Ausgang des Pitztals. Innerhalb des Karwendelgebirges sind die Verhältnisse seit den Untersuchungen von G. HEISSEL (1977, 1978) weitgehend geklärt, jedoch muß betont werden, daß der Versuch einer tektonischen Rückformung der einzelnen Schuppen innerhalb der Karwendelschuppenzone nur in sehr beschränktem Ausmaß möglich ist (siehe auch G. HEISSEL, 1978: 251). So ist nach erfolgter Ausglättung der Tektonik natürlich die Anordnung der Profile Kirchlkar und Hochalmsattel einerseits, und Hötting-Mühlau-Thaur andererseits nur hypothetisch. Die paläogeographische Position der Karwendelschuppenzone zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke ist jedoch eine feststehende Tatsache. Während also im Meridian von Innsbruck die Nördlichen Kalkalpen ohne Allgäudecke etwa 40 km N-S-Erstreckung aufweisen, lassen sie sich im selben Meridian nach dem Versuch einer tektonischen Rückformung auf mindestens 140 km(!) ausglätten (ohne Allgäudecke).

ABB. 12a



LAGE DER PROFILE
INNERHALB DER
TEKT. EINHEITEN DER
NÖRDL. KALKALPEN

TEKTONIK NACH
A. Tollmann 1976 und
G. Heissel 1978

25
Flexenpaß
BECHST. u. MOSTLER 1976

- | | | |
|--|----------------------------|--|
| | ALLGAUDECKE | } TEKTONISCHE EINHEITEN
OHNE INTERNTEKTONIK |
| | LECHTALDECKE | |
| | KARWENDEL-
SCHUPPENZONE | |
| | INN TALDECKE | |
| | KRABACHJOCH-
DECKE | |

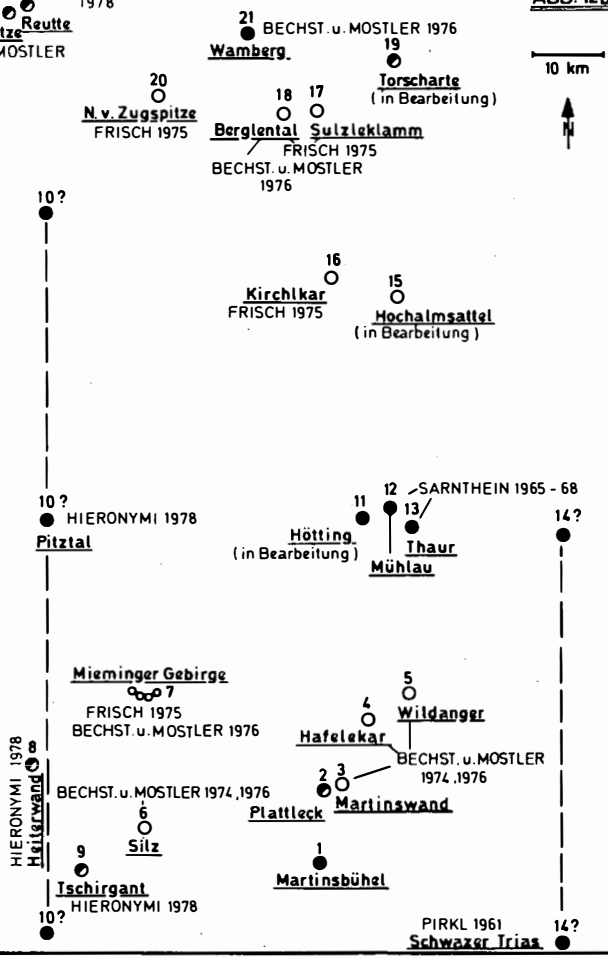
ÜBERLAGERUNG D. ALPINEN
MUSCHELKALKS DURCH:

- WETTERSTEINKALK (ARLBERGKALK)
- PARTNACHSCHICHTEN und WETTERSTEINKALK
- PARTNACHSCHICHTEN



MÖGLICHE ANORDNUNG DER PROFILE NACH
DEM VERSUCH EINER TEKTONISCHEN
RÜCKFORMUNG

ABB. 12b



Danksagung

Für die Herstellung der Kartengrundlage zur geologischen Aufnahme im Maßstab 1:2 000 und 1:5 000 sind wir Herrn Hofrat Dipl.-Ing. Wolfgang GIERSIG (Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. III d3, Photogrammetrisches Institut, Vermessungswesen für agrarische Operationen, Landhaus, Innsbruck) zu besonderem Dank verpflichtet.

Weiters danken wir recht herzlich Herrn Univ.-Prof. Dr. Jörg KLIMA, Institut für Elektronenmikroskopie, der in liebenswürdiger Weise die elektronenmikroskopischen Aufnahmen für uns anfertigte.

Den Herren Univ.-Doz. Dr. Werner RESCH und Dr. Rainer BRANDNER und Herrn cand.phil. Peter GSTREIN (Universität Innsbruck) danken wir für anregende Diskussionen.

Fräulein Ingrid RÖDLACH (Absam, Tirol) übernahm in dankenswerter Weise die Reinzeichnung der Abbildungen und Beilagen.

Nicht zuletzt sei dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich für die Bereitstellung von Reisemitteln und Sachmaterial gedankt.

Literatur

- AMPFERER, O. & W. HAMMER (1899): Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. - Jb.Geol.R.A., 48 (1898), 289-374, Wien.
- AMPFERER, O. & W. HAMMER (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. - Jb.Geol.R.A., Bd.61, 531-710, Wien.
- AMPFERER, O. & Th. OHNESORGE (1912): Geologische Spezialkarte, Blatt "Innsbruck-Achensee", 1:75 000, Geol.R.A., Wien.
- AMPFERER, O. & Th. OHNESORGE (1912): Geologische Spezialkarte, Blatt "Zirl-Nassereith", 1:75 000, Geol.R.A., Wien.
- AMPFERER, O. & W. HEISSEL (1950): Das östliche Karwendel; Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendels und des Achenseegebietes. - mit geol. Karte 1:25 000, 55 S., Univ.-Verlag Wagner, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 4, 5/6, 1-74, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Z.dt. Geol.Ges., 127, 271-289, Hannover.
- BEURLEN, K. (1944): Zum Problem der Inntal-Decke. - Sitzber. Bayer.Akad.Wiss., math.-natw.Kl., 143, 239-264, München.
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 8, Festschrift W. HEISSEL, 317-345, Innsbruck.

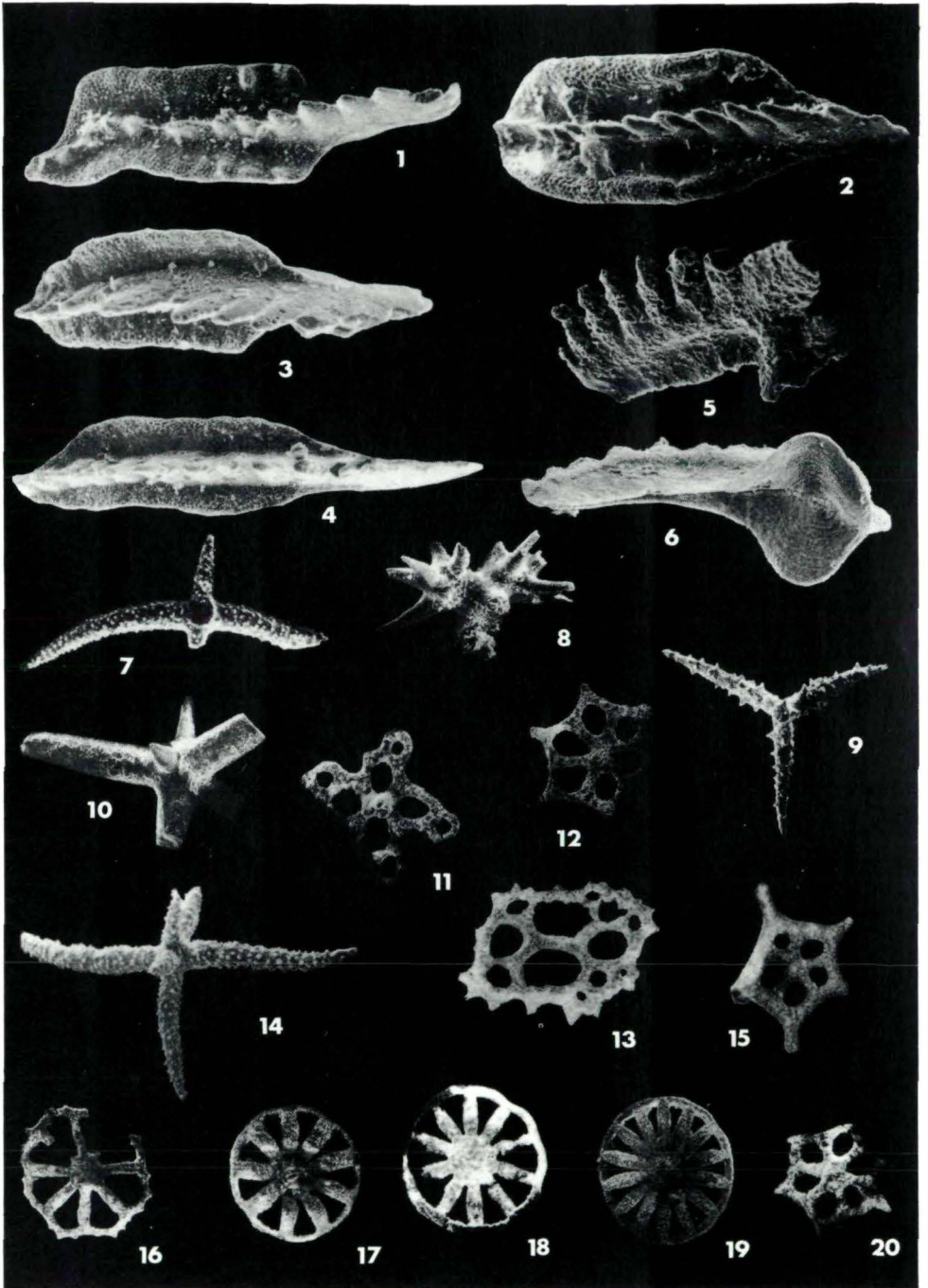
- CHAPPELL, J. (1974): Geology of Coral Terraces, Huon Peninsula, Nuew Guinea: A Study of Quaternary Tectonic Movements and Sea-Level Changes. - Geol.Soc. of America Bull., v. 85, 553-570, Boulder, Colorado.
- DONOFRIO, D.A. (1975): Mikrofaunistische Untersuchungen der Hallstätter Kalke in den Berchtesgadener Alpen. - Unveröff. Diss., Phil. Fak.Univ.Innsbruck, 162 S.
- DONOFRIO, D.A. & H. MOSTLER (1975): Neue Schwebcrinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes. - Geol. Paläont.Mitt.Innsbruck, 5, 2, 1-28, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A. & H. MOSTLER (1977): Wenig beachtete Echinoder-mätskelettelemente aus der alpinen Trias. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 6, 6, 1-27, Innsbruck.
- FRISCH, J. (1975): Sedimentologische, lithofazielle und paläo-geographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. - Jb.Geol.B.A., Bd. 118, 75-117, Wien.
- HAUERSTEIN, G. & W. WAGNER (1966): Polyaeene Spongiennadeln aus der Mitteltrias der Chiemgauer Alpen. - Mitt.Bayer.Staats-samml.hist.Geol., 6, München.
- HAUSER, C. (1977): Blatt 117, Zirl: Bericht 1976 über Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 117, Zirl. - Verh.Geol.B.A., 1977, H. 1, A101-A102, Wien.
- HEISSEL, G. (1976): Neues zur Deckentektonik im nördlichen Karwendel. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 5, 5, 1-35, Innsbruck.
- HEISSEL, G. (1976): Zur Deckentektonik im nördlichen Karwendel. - Anz.math.-nat.Kl.Österr.Akad.Wiss., Jg. 1976, Nr. 7, 75-82, Wien.
- HEISSEL, G. (1977): Blatt 118, Innsbruck: Bericht 1976 über Aufnahmen im Mesozoikum des Karwendelgebirges auf den Blät-tern 117, Zirl, und 118, Innsbruck. - Verh.Geol.B.A., 1977, H. 1, A105-A108, Wien.
- HEISSEL, G. (1977): Die geologische Neuaufnahme des Karwendelge-birges und seine tektonische Ausdeutung. - Unveröff.Diss., Phil./natw.Fak.Univ.Innsbruck, 372 S.
- HEISSEL, G. (1978, in Druck): Bericht 1977 über Aufnahmen im Mesozoikum des Karwendelgebirges auf den Blättern 117, Zirl, 118, Innsbruck, und 119, Schwaz. - Verh.Geol.B.A., Wien.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel - geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd.8, Festschrift W. Heißel, 227-288, Innsbruck.
- HEISSEL, W. (1958): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. - Mitt.Geol.Ges.Wien, Bd.50 (1957): 95-132, Wien.
- HIERONYMI, C. (1978): Untersuchungen zu Sedimentpetrographie und Metamorphoseeinflüssen im Anis-Ladin zwischen Imst (Tirol) und Füssen (Allgäu). - Unveröff.Dipl.-Arbeit, Univ. Frankfurt, 117 S.
- JASKOLLA, F. (1978): Geologisch-tektonische Untersuchungen an Satellitenbildlineamenten in den Nördlichen Kalkalpen. - Diss., Univ. München.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, Bd.2, 11, 1-37, Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1972): Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd.2, 12, 1-47, Innsbruck.

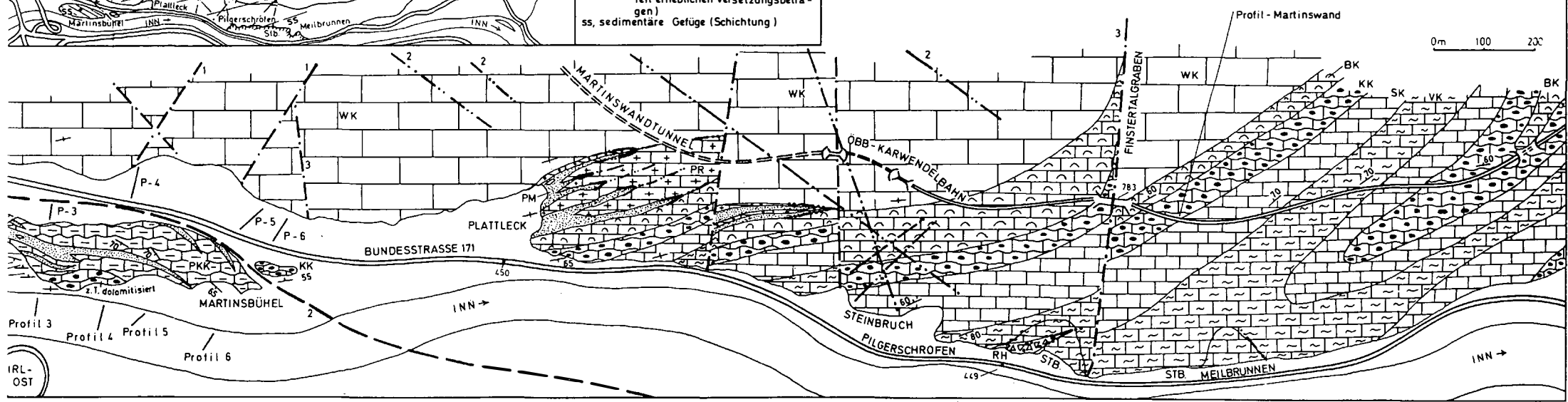
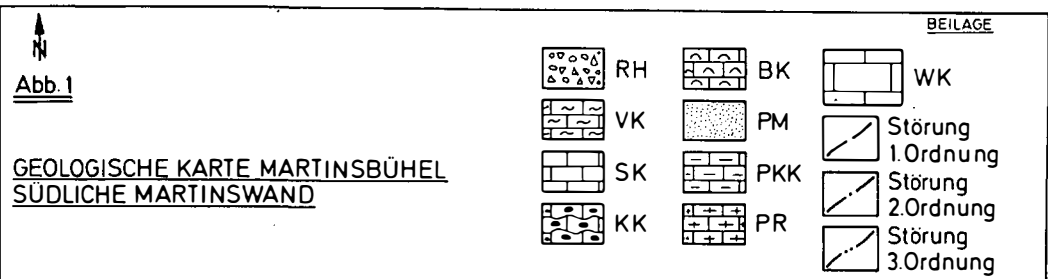
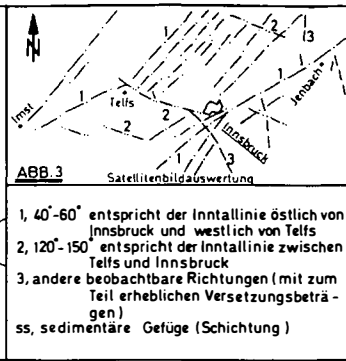
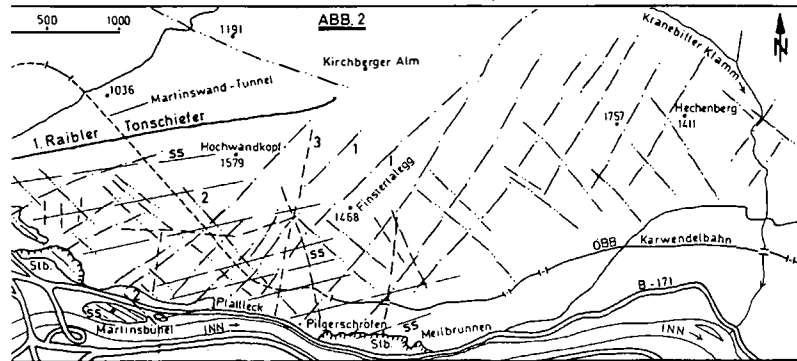
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971): *Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn)*. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd.1, 10, 1-36, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): *Mikroproblematika aus Lösungsrückständen triassischer Kalke und deren stratigraphische Bedeutung*. - *Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.*, 21.Bd., 989-1012, Innsbruck.
- KRYSTYN, L. (1978): *Eine neue Zonengliederung im alpin-mediteranen Unterkarn*. - *Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias*, *Schriftenr.Erdwiss.Komm.Österr.Akad.Wiss.*, Bd.4, Wien.
- MAXWELL, W.G.H. (1969): *Structure and development of the Great Barrier Reef*. 353-374. In: CAMPBELL, K.S.W., Ed., *Stratigraphy and palaeontology, essays in honour of Dorothy Hall*. Australian National University Press, Canberra.
- MOSTLER, H. (1976): *Poriferenspiculae der alpinen Trias*. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd.6, 5, 1-42, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & P. PARWIN (1973): *Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich)*. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd.3, 7, 1-47, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & B.W. SCHEURING (1974): *Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol und das Problem der Keupersedimentation im Germanischen Raum*. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd.4, 4, 1-35, Innsbruck.
- OTT, E. (1967): *Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk*. - *Bayer.Akad.Wiss., math.-natw.Kl., Abh., Neue Folge*, H. 131, München.
- OTT, E. (1972a): *Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis)*. - *Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.*, 21.Bd., 251-276, Innsbruck.
- OTT, E. (1972b): *Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpinen Trias*. - *Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.*, 21.Bd., 455-464, Innsbruck.
- PIRKL, H. (1961): *Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol)*. - *Jb.Geol.B.A.*, Bd.104, 1-150, Wien.
- SARNTHEIN, M. (1965): *Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck*. - *Verh.Geol.B.A.1965*, 119-162, Wien.
- SARNTHEIN, M. (1966): *Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck - 1. Fortsetzung*. - *Bericht naturw.-medizin.Ver.Innsbruck*, Bd.54, 33-59, Innsbruck.
- SARNTHEIN, M. (1967): *Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich*. - *Geol.Rdsch.*, Bd.56, 116-127, Stuttgart.
- SARNTHEIN, M. (1968): *Bericht 1967 über geologisch-sedimentologische Aufnahmen am Karwendel-Südrand (Blatt Innsbruck-Umgebung)*. - *Verh.Geol.B.A.*, 1968, H.3, A51-A53, Wien.
- TOLLMANN, A. (1970): *Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen*. - *N.Jb.Geol.Paläont.Abh.*, Bd.136, 80-133, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1970): *Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt*. - *Mitt.Geol.Ges.Wien*, Bd.62

- (1969), 78-170, Taf. 1-3, Wien.
- TOLLMANN, A. (1970): Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. - Verh.Geol. B.A. 1970, H.2, 324-345, Wien.
- TOLLMANN, A. (1971): Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. - Verh.Geol.B.A. 1971, H.2, 358-390, Wien.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - 404 S., (Deuticke), Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - 580 S., (Deuticke), Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. - 449 S., Anhang (Deuticke), Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild (Faulting tectonics of Austria on Landsat-Photos). - N.Jb.Geol.Paläont.Abh. 153, 1, 1-27, Stuttgart.
- WÖHRMANN, S.v. (1889): Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayrischen Alpen. - Jb.Geol.R.A., XXXIX. Bd., 181-258.
- ZARDINI, R. (1976): Atlante degli echinodermi cassiani (Trias medio-superiore) della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo. - Foto Ghedina, Cortina d'Ampezzo.
- ZEIL, W. (1959): Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. - Z.dt.Geol.Ges., 111 (1959), 74-100, 8 Abb., Hannover.

Tafelerläuterungen

- Fig. 1 *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR & VEGH). Dieses Exemplar zeigt bereits Anklänge an *Metapolygnathus mungoensis*.
- Fig. 2 *Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV). Schräg von oben; dieses Exemplar stellt eine Übergangsform von *Gondolella excelsa* dar.
- Fig. 3 *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR & VEGH); sehr typische Form.
- Fig. 4 *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR & VEGH). Eine eher ausgefallene, sehr schmale Form (Fig. 1, 3 und 4 stammen alle aus dem Langobard des Martinswandprofils).
- Fig. 5-6 *Prioniodina tatrica* (ZAWIDZKA); Fig. 5 schräg von der Seite, Fig. 6 von unten.
- Fig. 7, 14 Echinhexactine Nadeln (die Dornen auf den Strahlen sind sehr klein).
- Fig. 8 Ein ausgefallenes langstacheliges Tetractin, das erstmals im Cordevol auftritt.
- Fig. 9 Acanthocaltrope Nadel eines Kieselschwamms.
- Fig. 10 Hexactin mit ungleich dicken Strahlen.
- Fig. 11 *Priscopedatus staurocumitoides* MOSTLER.
- Fig. 12, 20 *Acanthothelia triassica* SPECKMANN.
- Fig. 13 *Kuehnites cf. serratus* MOSTLER.
- Fig. 15 *Kuehnites inaequalis* MOSTLER.
- Fig. 16 *Acanthotheelia* sp.
- Fig. 17, 19 *Theelia immissorbicula* MOSTLER (Fig. 17 mit wenig Speichen, 19 mit vielen Speichen).
- Fig. 18 *Theelia cf. planata* MOSTLER; von oben.





Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	Bd. 7	8/9	S. 1-49	Innsbruck, April 1979
--------------------------------	-------	-----	---------	-----------------------

Verkarstung der Karbonatgebiete am Golfo di Orosei (Sardinien)

von A. Mahler⁺)

Zusammenfassung

Die Arbeit befaßt sich mit der Verkarstung der Kalkgebiete des östlichen Sardiniens am Golfo di Orosei. Neben einigen kleinen isolierten Kalkbergen liegen hier zwei große Kalkkomplexe, die zusammen ca. 500 Quadratkilometer umfassen.

Die Abfolge der mesozoischen Karbonate beginnt mit meist dolomitischem Dogger und erreicht ihre größte Mächtigkeit im Malm, während Kreide nur stellenweise ausgebildet ist. Das germanotyp beanspruchte Mesozoikum transgredierte über paläozoische, zuletzt bei der variszischen Orogenese gefaltete und granitisierte Gesteine. Im ausgehenden Pliozän durchdrangen Basalte das östliche Kalkgebirge.

Gefügeabhängige Karsterscheinungen wurden von oberflächenabhängigen Karsterscheinungen unterschieden.

Oberflächenabhängige Karstformen werden durch anorganische und biologische Verkarstung hervorgerufen.

Die unterirdische Verkarstung ist gefügeabhängig.

Pliozäne Basalte überdecken stellenweise die verkarsteten mesozoischen Kalke. In die Hohlräume der Grotta del Bue Marino sind Basalte eingedrungen und dort erstarrt. Die Basalte in der Höhle

⁺) Anschrift des Verfassers: Dr. Axel Mahler, Robert-Koch-Straße 37, D-7518 Bretten

zeigen Pseudokarren, die auf Erosion zurückgehen.

In den mesozoischen Kalken des oberen Malm bildeten sich Spalten, die Ansätze von Verkarstung zeigen. Diese Spalten wurden von marinen Sedimenten ausgefüllt, die aus dem Jura stammen, so daß Spaltenbildung und Verkarstung in diese Zeit fallen.

Infolge einer starken Bruchtektonik ab dem ausgehenden Eozän kam es zu einer sehr ausgeprägten Verkarstung, die bis heute andauert. Während der großen Regression im Tyrrhenischen Becken an der Wende Miozän/Pliozän begann sich durch Eintiefen der Flußtäler und einer breiten Granitsenke zwischen den beiden Kalkkomplexen die heutige Morphologie abzuzeichnen. Eine lebhaftere Verkarstung war bereits vor der Regression im Gang.

Am Ende der Regression, vor ca. 3 Millionen Jahren, ergossen sich Basalte über die verkarsteten mesozoischen Kalke. Zahlreiche, heute noch aktive Höhlensysteme waren bereits damals vorhanden.

In den wahrscheinlich nacheozänen Karsthohlräumen wurden Sedimente terrigenen Ursprungs abgelagert. Neben kalkigen Höhlensedimenten treten allochthone Sedimente silikatischen Ursprungs auf. Als Liefergebiet dienten die vom Mesozoikum transgressiv überlagerten variszischen Granite. Auch Roterden mit Tonmineralien und Karsterzen, die sich während feuchter Klimaphasen aus silikatischem Material bildeten, liegen in zahlreichen Karstspalten und Höhlen.

Summary

This article deals with the karst in the calcareous areas of Eastern Sardinia in the Golfo di Orosei. Beside a few small isolated limestone mountains, in this place two large limestone complexes are existing, the two of which together cover an area of approximately 500 square kilometres.

The sequence of carbonates starts mostly with dolomite Dogger and reaches its greatest thickness in the Malm whereas Chalk occurs only in certain places. The Mesozoic schists transgressed paleozoic rocks last folded and graniticised during the Variscian orogenesis.

In the case of karren types rock-controlled negative forms were differentiated from slope-controlled ones.

Slope-controlled karren are the result of anorganic and biological limestone solution.

The underground karst is rock-controlled. Caves are placed at large clefts.

During the Pliocene basalts cover in some places the karstly Mesozoic limestone. Basalts have penetrated into the cavities

of the Grotta del Bue Marino and have solidified there. The basalts in the cave show karst similar forms which result from erosion.

In the reef carbonates of the upper Malm clefts appeared, which were dry during oscillations, and which showed solution of the carbonate rocks. The clefts were filled up by marine sediments dating from the Jurassic, which means that the formation of clefts as well as the solution also go back to the same period.

As the result of heavy germanotype tectonics setting in towards the end of the Eocene, which were from then on activated in several tectonic phases, very marked karst developed and continues to the present days.

During the great regression in the Tyrrhenian basin on the turn from Miocene to Pliocene the present morphology began to show its outlines through the deepening-in of the river valleys and of the broad granitic valley between the two limestone complexes. A vivid karst activity had already set in before the regression.

At the end of the regression, approximately three million years ago, basalts poured over the Mesozoic limestone. Numerous cave systems still in action today already existed then.

In the karst cavities presumably dating from after the Eocene sediments of terrigenous origin were deposited. Beside carbonate cave sediments, sediments of silicate origin occur frequently. They were supplied from an area of Variscian granites which had been transgressed by the Mesozoic carbonates. Ferruginous red soils with clay minerals and karst ores which have formed from silicate material during damp phases of climate are to be found in numerous karst features and caves.

Riassunto

Il presente lavoro si occupa del carsismo delle zone calcaree della Sardegna orientale nel Golfo di Orosei. Oltre ad alcune montagne calcaree, piccole ed isolate, qui si trovano due estesi complessi calcarei, abbracciati nell'insieme circa 500 chilometri quadrati. Il complesso calcareo orientale, delimitato ad est dal mare, è separato da quello occidentale, da una valle larga parecchi chilometri.

La successione dei carbonati mesozoici incomincia con il Dogger, per lo più dolomitico, e consegue la sua massima potenza nel Malm, mentre nel Cretacico si è sviluppata soltanto qua e là. Il mesozoico, con tettonica di tipo germanico, trasgredì su rocce paleozoiche, corrugatesi e granitizzatesi in occasione dell'orogenesi variscica.

Nel carsismo di superficie si è fatta una distinzione tra orientamento nel senso delle strutture geologiche delle rocce ed orientamento dato unicamente dal tipo di superficie. Il carsismo

legato alle strutture delle rocce è in stretto legame con le connesure dei banchi e le fessurazioni rimaste aperte.

Forme carsiche dall'orientamento superficiale, vengono provocate da carsismo anorganico e biologico. Nel carsismo biologico la roccia calcarea viene erosa da organismi endolitici, principalmente da licheni. Questi calcari così attaccati vengono per così dire raspite da gasteropodi che brucano le alghe appartenenti al tipo dei licheni endolitici.

Il carsismo sotterraneo è orientato con le strutture delle rocce; le caverne sono legate alle grandi fratture tettoniche.

Basalti del periodo pliocenico ricoprono qua e là le rocce calcaree del Mesozoico andate soggette a carsismo. Nelle cavità della Grotta del Bue Marino sono penetrati dei basalti, solidificandovisi: nella caverna i basalti presentano forma a karren, risalenti ad erosione.

Nelle scogliere calcaree del Malm superiore si formarono delle fratture che rimasero all'asciutto durante le oscillazioni della superficie marina, mostrando degli inizi di carsismo. Queste fratture vennero riempite da sedimenti alluvionali marini di età giurassica, cosicché risale a questo periodo anche la formazione delle fratture e l'inizio del carsismo.

In seguito ad una forte attività tettonica a faglie, che prese l'avvio verso la fine dell'Eocene e che da allora in poi venne attivata in parecchie fasi tettoniche, si ebbe un carsismo molto marcato che continua fino ad oggi.

Durante la grande regressione del bacino tirrenico, a cavallo tra Miocene e Pliocene, la morfologia odierna incominciò a delinearsi, grazie all'approfondirsi delle valli intagliate dai fiumi e alla larga depressione granitica tra i due complessi calcarei. Già prima della detta regressione era in atto un vivace carsismo.

Alla fine della regressione, circa 3 milioni di anni or sono, i basalti si riversarono sulle rocce calcaree mesozoiche andate soggette a carsismo. Già a quei tempi erano presenti numerosi sistemi di caverne che sono attivi ancor oggi.

Nelle cavità carsiche, probabilmente post-eoceniche, si depositarono sedimenti di origine terrigena. Oltre a depositi calcarei di grotte, sovente abbiamo anche dei sedimenti alloctoni di origine silicatica; le zone di provenienza erano i graniti variscici, sui quali nel Mesozoico si era avuta una trasgressione.

In numerose fratture e caverne carsiche si trovano pure terre rosse, con minerali argilosi e minerali metallici carsici, che si sono formate da materiale silicatico durante le fasi di clima umido.

Inhalt

1. REGIONALES
2. KARSTERSCHEINUNGEN
 - 2.1. Gefügeabhängige Verkarstung
 - 2.2. Oberflächenabhängige Verkarstung
 - 2.2.1. Anorganische Verkarstung
 - 2.2.2. Biologische Verkarstung
3. URSACHEN GEFÜGEABHÄNGIGER VERKARSTUNG
 - 3.1. Formazione del M. Bardia und Formazione del M. Tului
 - 3.2. Formazione di Dorgali
4. PSEUDOKARREN AUF BASALT IN DER GROTTA DEL BUE MARINO
5. HÖHLEN- UND SPALTENSEDIMENTE
 - 5.1. Spaltensedimente der jurassischen Klüfte K
 - 5.2. Höhlen- und Spaltensedimente granitischen Ursprungs
 - 5.3. Kalkige Höhlen- und Spaltensedimente
 - 5.4. Tonige Höhlen- und Spaltensedimente
 - 5.4.1. Proben der Tonsedimente
 - 5.4.2. Bildungsbedingungen der Tone
 - 5.4.3. Herkunft der Tone
 - 5.5. Erzhaltige Höhlen- und Spaltensedimente
6. ALTER DER VERKARSTUNG
 - 6.1. Alter der Verkarstung an den jurassischen Klüften K
 - 6.2. Bedeutung der Basalte für das Alter der Verkarstung
 - 6.2.1. Bedeutung der einzelnen Basaltergüsse
 - 6.2.2. Verkarstung vor 3 Millionen Jahren
 - 6.3. Bedeutung der terrigenen Höhlen- und Spaltensedimente für das Alter der Verkarstung
 - 6.3.1. Bedeutung der granitischen Höhlen- und Spaltensedimente für das Alter der Verkarstung
 - 6.3.2. Bedeutung der Roterden für das Alter der Verkarstung
 - 6.4. Bedeutung der Erosion und des Küstenabbaus für das Alter der Verkarstung
 - 6.4.1. Erosion
 - 6.4.2. Abbau der Karbonatküsten
 - 6.5. Bedeutung der Tektonik für das Alter der Verkarstung

Danksagung

Literaturnachweis

Erläuterungen zu den Fototafeln

1. REGIONALES

Im Osten Sardinien, im Golfo di Orosei liegen die zwei größten Karstgebiete der Insel. Sie bestehen aus mesozoischen Karbonatgesteinen, die variszische Granite und metamorphes Silur, stellenweise klastische Permotrias transgressiv überlagern.

Die karbonatische Sedimentation beginnt mit dem Dogger. Die Dolomite oder extraklastenreichen Kalke tragen die Bezeichnung *Formazione di Dorgali*. Nach oben folgt der Malm mit oolithischen und riffogenen Kalken der *Formazione del M. Tului* und der *Formazione del M. Bardia*. Die überlagernde Kreide ist geringmächtig.

Der östliche Karbonatkomplex erstreckt sich 30 km lang am Meer im Golfo di Orosei. Seine höchsten Erhebungen sind das Pt. Salavarro mit 1030 m und der Turusele mit 1024 m Höhe.

Die Schichtpakete sind germanotyp beansprucht und 30° gegen Osten verkippt, so daß sie dem Meer zu einfallen. Hier ragen sie zu einem unzugänglichem steilwandigen Cliff auf. An den Störungen drängen vielerorts pliozäne Basalte auf und erstarrten zu kleinen lokalen Basaltdecken über dem Kalk. Im Osten liegt das unterlagernde, meist granitische Material in der Tiefe, im Westen ist es oft unter den transgressiven Kalken sichtbar. Kreide tritt hier nicht auf.

Der westliche Karbonatkomplex wird von der Steilstufe des östlichen durch eine zwischen 3 km und 5 km breite Senke, bestehend aus dem unterlagernden Granit, getrennt. Im Norden wird der Granit durch pliozänen Basalt verdeckt. Das Kalkgebirge selbst erstreckt sich von Westen nach Osten bis zu einer Breite von 10 km und von Norden nach Süden bis zu 25 km Länge. Das lebhaftes Relief erreicht im Westen seine höchste Erhebung, den Monte Corراسi mit 1463 m Höhe, im Osten ragt es bis 1263 m Höhe auf.

Die Schichten sind ebenfalls hauptsächlich nach Osten verkippt, jedoch treten auch alle anderen Richtungen auf. An großen Störungen bildeten sich faltenähnliche Schleppungsstrukturen. Die Schichtpakete sind örtlich bis zur Oberkreide entwickelt. Vulkanismus trat nicht auf. Am südlichen Ende der Kalkmassive stehen einige isolierte Kalkberge, ebenso im Norden, hier der Monte Iospile mit 577 m Höhe und der eigenständige Komplex des Monte Tuttavista bei Orosei mit 805 m Höhe. Das Klima ist mediterran, erheblicher Regen fällt nur im Winter, so daß die Flußläufe, die im verkarsteten Gebiet ohnehin nicht die Hauptabflußsysteme bilden, meist trocken liegen. Boden kann nur in Senken entstehen, wo sich Schutt sammelt. Hier sind kleine Wälder verbreitet. Macchiavegetation bedeckt örtlich den Kalk.

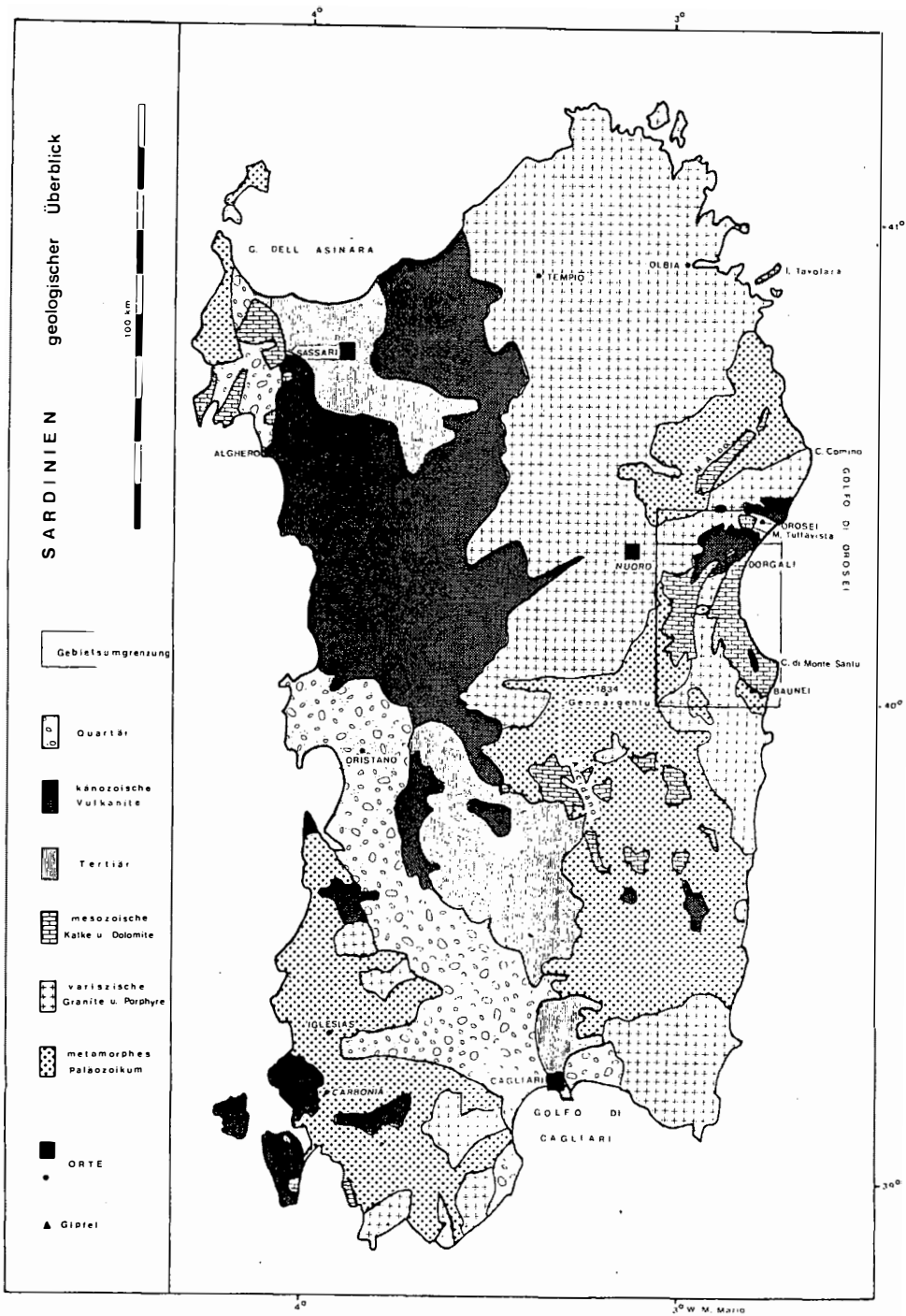


Abb. 1

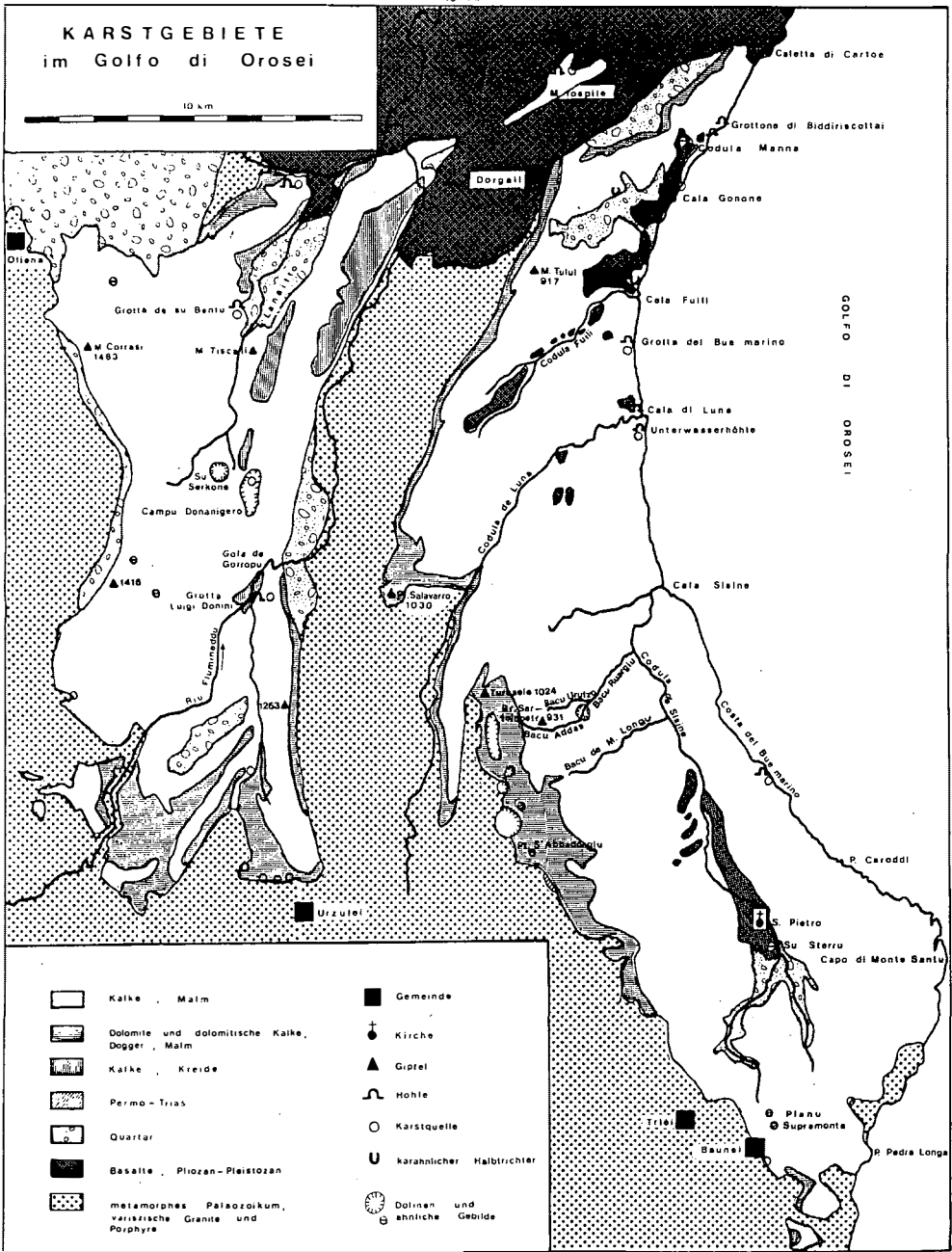


Abb. 2

Q, dt : Quartär

β : Basalt

C : Kreide

G : Jura

γ : Granit

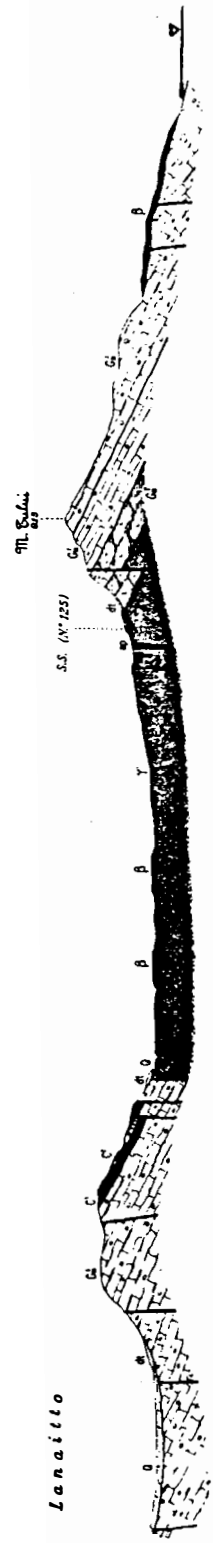
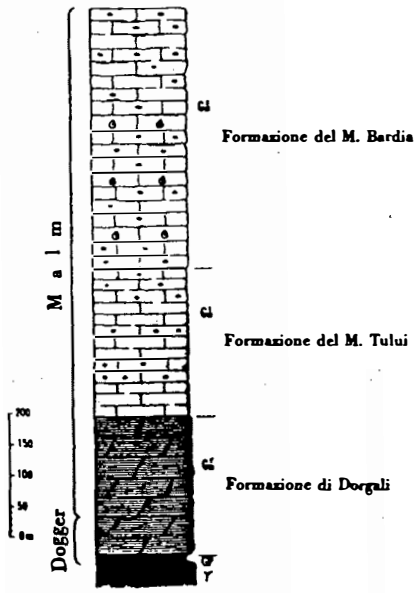


Abb. 3

2. KARSTERSCHEINUNGEN

Die Eigenschaft des Kalksteins, durch aggressive Wässer gelöst zu werden, zeigt sich an der Oberfläche durch Bildung von Karren. Meist werden sie auf dem nackten Kalkfels gebildet.

Die Oberflächenverkarstung wird einerseits durch die Inhomogenität des Gesteins bestimmt, z.B. Klüfte, Bankungsflächen, Stylolithen, Biogengrenzen usw., andererseits durch die Beschaffenheit der Oberfläche, wie Bewuchs und Hangneigung. PLUHAR & FORD unterscheiden die durch Inhomogenitäten in der Gesteinszusammensetzung bestimmten Formen, die sie als "rock-controlled negative forms" bezeichnen, von den vorwiegend durch die Morphologie bestimmten Formen, den "slope-controlled negative forms".

Für die folgenden Betrachtungen soll zwischen gefügeabhängigen Karstformen und oberflächenabhängigen Karstformen unterschieden werden.

2.1. Gefügeabhängige Verkarstung

Die durch Inhomogenitäten im Gestein bestimmten Formen werden gewöhnlich im dritten Wirkungstyp der Kalklösung (BÖGLI, 1961) gebildet.

Meist sind Klüfte das bestimmende Element. In diesem Gebiet treten zwei Hauptkluftrichtungen auf. Die eine 60° , die andere 150° . Diese Kluftrichtungen sind deutlich durch Klufftkarren nachgezeichnet.

Als Klufftkarren werden im Idealfall sehr tiefreichende Erweiterungen tektonisch wasserwegig geöffneter Klüfte bezeichnet. Solche tiefen Klufftkarren sind an der Oberfläche bis 30 cm breit und können oft weiter als 100 m verfolgt werden. Ihre glatten Wände verjüngen sich nach unten.

Kleinermaßstäbliche Karren, die den Klufftkarren ähneln, werden von PLUHAR & FORD als Split-Groovekarren bezeichnet. Sie sind selten länger und tiefer als 1 m. Die Breite erreicht wenige cm. Oft gehen sie in Mikrokarren über, die kleine Risse nur ca. 1 cm tief und breit erweitern und an senkrechten Wänden beobachtet werden.

Tiefe Klufftkarren und Split-Groovekarren treten sowohl in den reinen Kalken des oberen Malm, als auch in den detritusreichen Kalken und Dolomiten der Formazione di Dorgali auf.

Ausschließlich in den reinen Kalken der Formazione del M. Tului und M. Bardia kommt es zu Klufferweiterungen, die von PLUHAR & FORD als Pits, Tunnels und Trenches bezeichnet werden. Hier sind die Klüfte nur an bestimmten Stellen und bis zur nächsten wasserwegigen Bankungsfuge erweitert. Entlang der Klüfte liegen Pits, die röhrenförmig in die Tiefe führen und an den Bankungsflächen durch Tunnels verbunden sind. Am Boden der wasserwegi-

gen Bankungsfläche verlaufen die Tunnels eben, nach oben wölben sie sich in Richtung der Kluft. Der elliptische Querschnitt der Pits ist meist in Kluftrichtung gestreckt. Es können auch völlig runde Formen auftreten. Die Größe der Pits variiert zwischen wenigen Zentimetern Durchmesser bis zu mehreren Metern. Sehr große Pits können entlang von Klüften zu Trenches verschmelzen. Diese Trenches werden bis zu 2 m breit und tief; unten enden sie flach an der Bankungsfuge.

Zwischen Trenches, Pits und Kluftkarren bestehen alle Übergänge, so daß auch Pits und Trenches zu den Kluftkarren zu rechnen sind. Wo an Stylolithen Kalklösungen stattfinden, bilden sich oft Stylolithenkarren, die in ihrer geschwungenen Form den Verlauf der Stylolithen nachzeichnen. Sie treten bevorzugt in der Kreideformation auf. Nicht immer sind die Wände von Kluftkarren glatt. Infolge der Bankung sind unterschiedlich lösliche Partien entwickelt. Die schwerer löslichen Karbonate treten als Grate hervor. Diese Erscheinungen im Zentimeterbereich werden nach PLUHAR & FORD als Groovekarren bezeichnet.

Die unterirdische Verkarstung erklärt BÖGLI durch Mischungskorrosion. Die Hohlräume sind an großen Klüften, seltener an Bankungsfugen orientiert. Elliptische Efforationsprofile konnten selbst in Höhlen unter Wasserbedeckung nicht beobachtet werden. Klammartige Höhlengänge in der Unterwasserhöhle bei der Cala di Luna und ein mächtiger Stalaktit unter ständiger Wasserbedeckung im mittleren Teil der Grotta del Buè Marino weisen darauf hin, daß diese Hohlräume einst nicht von Wasser bedeckt waren und durch Gravitationsgerinne gestaltet wurden.

An Klüften orientierte Karstgroßformen der Oberfläche sind Dolinen und ähnliche Gebilde. Die größte Doline ist Su Serkone mit einem Durchmesser von über 400 m und einer Tiefe von 200 m. Einige Poljen erreichen Längen bis zu 2 km. Im NW des Pt. S'Abbadorgiu liegen einige Dolinen, deren Seitenwände nur zu einem Drittel aus verkarstungsfähigem Gestein der Formazione di Dorgali aufgebaut sind. Das Restgestein bildet der unterlagernde, stark verwitterte Granit. Diese Dolinen gelangten durch rückschreitende Erosion der 30° nach E geneigten Schichtpakete in den Granit, wo sie der Form nach erhalten sind. Sie werden wie die benachbarten Semipoljen als Semidolinen bezeichnet. Schlucklöcher befinden sich im Karbonatgestein an der Grenze zum Granit. Hier ist die Verkarstung infolge der wasserstauenden Eigenschaften des verwitterten Granits besonders aktiv. Dies bezeugen zahlreiche allochthone und autochthone Höhlenausfüllungen, die bis zu 30 cm mächtig werden.

Auf einigen pliozänen Basaltdecken sind ebenfalls Schlucklöcher und Dolinen entwickelt, die als Strukturdolinen bezeichnet werden. Diese Formen sind vom unterlagernden Kalkgestein verursacht. Die tiefste Form befindet sich im basalterfüllten Tal von St. Pietro, ein 300 m tiefer Schacht mit Namen "Su Sterru".

Nach 30 m Basaltmächtigkeit beginnt der Kalk. Eine große Kluft wurde auf 10 m Breite erweitert, als die Verkarstung hier aktiv war. Da nach der Basaltbedeckung keine große Wasserzirkulation möglich war, mußte die Verkarstung vorher wirksam gewesen sein. Die verkarstete Kluft war zur Zeit des Basaltaustritts verschlossen. Späteres Nachbrechen verursachte die Strukturdoline im Basalt.

In der Nähe von Cala Gonone liegen in der Formazione del M. Bardia karähnliche Halbtrichter, die sich in den, wie die Schichtung ca. 30° geneigten Hang einschneiden. Sie sind im Gegensatz zu nivalen Formen, denen sie äußerlich ähneln, auf Verkarstung zurückzuführen. Da nicht nachgewiesen werden konnte, daß sie aus Dolinen hervorgegangen sind, stellen sie eine eigene Karstgroßform dar.

2.2. Oberflächenabhängige Verkarstung

Neben Karstformen, die an Klüften und an Inhomogenitäten Kalklösung zeigen, treten Formen auf, die an der Gesteinsoberfläche orientiert sind. Neben der anorganischen Kalklösung spielt die biologische Verkarstung eine wichtige Rolle.

2.2.1. Anorganische Verkarstung

Die anorganischen oberflächenabhängigen Karstformen werden als schwerkraftorientierte Karren bezeichnet. An exponierten Stellen bilden sich Rillenkarren bei flächenhafter Benetzung durch Regenwasser. Sie bevorzugen Neigungen zwischen 30° und 70°. Die Länge der Rillenkarren übersteigt 50 cm selten. Wo sie länger werden, fiedern sie gewöhnlich auf. Stets sind sie lückenlos aneinander gereiht und bilden scharfe Zwischengrate. Der Abstand von Grat zu Grat, die Breite der Einzelform beträgt gewöhnlich 2 cm. Bei stärkerer Hangneigung nimmt die Tendenz zu enger stehenden Rillen zu. In einem Beispiel zeigen Rillenkarren, die als Grat von der Kante einer Kluftkarre ausgehen und in Richtung Hangneigung mit 30° einfallen, einen Gratabstand von 2 cm, während Rillenkarren, die mit einer Neigung von 70° an der Wand der Kluftkarre verlaufen, nur einen Gratabstand von 0,5 cm aufweisen. Da sie eine Form des ersten Wirkungstyps nach BÖGLI (ohne Beteiligung der Kohlensäure) darstellen, ist ihr Auftreten auf Stellen beschränkt, wo frisches Niederschlagswasser auftritt. Wo Ablaufwasser wirksam wird, verschwindet diese Form.

Sind keine Klüfterweiterungen zur Wasseraufnahme vorhanden, sammelt sich das Oberflächenwasser in Rinnenkarren. Nach BÖGLI treten Rinnenkarren überall dort auf, wo die Wassermenge groß genug ist, ein Gerinne zu bilden. Durch die gleichmäßige Wasseraufnahme weisen sie Größenzunahmen nach unten auf. Die mehr oder weniger gewundenen Rinnenkarren werden mit zunehmendem Gefälle gerader und gehen in Regenrinnenkarren über. Die Kalk-

lösung im Bereich der Rinnenkarren erfolgt durch den dritten Wirkungstyp. Rinnenkarren orientieren sich an der Hangneigung, nicht am Gefüge. Sie weisen Breiten bis zu 50 cm und Tiefen bis zu 30 cm auf. Auch in kleinen Kerbtälern folgen sie keiner Kluffrichtung. Nur geringen Einfluß üben die Klüfte auf den Verlauf der Regenrinnen aus. An einer Stelle von 40° Neigung wird eine große Regenrinne durch eine Kluffschar auf 1 m Länge um 30° von ihrer Bahn abgelenkt, bevor sie wieder ihre ursprüngliche Richtung einnimmt.

2.2.2. Biologische Verkarstung

Biologische Kalklösung entsteht durch den direkten Einfluß der Flora und Fauna auf das Karbonatgestein. Nach Untersuchungen von J. SCHNEIDER (1976) korrodieren meist endolithische Algen (Cyanophyceen, Chlorophyceen), Pilze und Flechten das Gestein. Pilzhyphen reichen 1-3 mm ins Gestein, während Algen nur 50-300 µm bohren. Weidende Gastropoden raspeln die Algenschicht dieser Mikroflora zusammen mit Gesteinspartikeln ab. Durch biologische Korrosion und biologische Abrasion entstandene Abbauförmungen werden als Biokarst bezeichnet.

Im Brandungsbereich des Meeres ist ein besonders lebhaftes Karstrelief zu beobachten, obwohl das Meerwasser Ca CO_3 -gesättigt ist. Infolge der ständigen Befeuchtung erreicht hier die biologische Verkarstung ein Maximum.

Wo die Morphologie es zuläßt, entstehen Rock Pools. Dies sind wannenförmige Vertiefungen, deren Wände lateral am stärksten in Höhe der häufigsten Wasserstandslinie erweitert werden, was einen überhängenden Rand zur Folge hat. Diese Orte größter biologischer Kalkzerstörung sind auch als Kaminitza bekannt.

Das lebhafteste Relief entsteht dort, wo sich hochgeschleudertes Wasser der Brecher über das Gestein ergießt. Die Rock Pools sind hier oft tiefer als 12 cm, da sie ständig mit frischem Wasser gefüllt und dabei gesäubert werden. Bei geneigten Ebenen zwischen 20 und 80° kommt es zur Ausbildung von Abflußrinnen, die ähnlich den Rillenkarren durch Grate voneinander getrennt sind, jedoch größere Einzelformen zeigen. Meist weisen sie Gratabstände von ungefähr 20 cm auf. Die Grate selbst sind ebenfalls zerteilt und zeigen ein gezacktes, zahnähnliches Bild. Rillengraben und Wände werden von bohrenden Organismen und weidenden Gastropoden besetzt. Sie verursachen kleine Rock Pool-ähnliche Näpfe im Zentimeterbereich, was auch im Kleinbereich zu schroffen und spitzen Formen führt. Die Entstehung dieser sogenannten Seekarren ist auf die gleichen biologischen Vorgänge zurückzuführen, die auch für die Entstehung der Rock Pools verantwortlich sind. Im Bereich des mittleren Meereshochstands zwischen den Gezeiten entsteht als Resultat biologischer Verkarstung eine Hohlkehle.

Eine endolithische Fauna aus Würmern, Muscheln und Schwämmen kommt zur endolithischen Flora hinzu.

Auch außerhalb des marinen Einflußbereichs tritt Biokarst auf. Rock Pools liegen hier zwischen Pits und Kluftkarren. Sie erreichen Durchmesser von über 20 cm. Im Gegensatz zu den an Klüften angelegten Pits, die das Wasser nach unten ableiten, verdunstet es in den flachen, nur wenige Zentimeter tiefen Rock Pools.

Wo die Hangneigung 30° übersteigt, sind die Rock Pools durch kleine Näpfe von wenigen Zentimetern Durchmesser vertreten. Die Näpfe häufen sich, wo Abflußwasser aus Klüften oder Bankungsflächen austritt oder in großen Regenrinnen zusammenläuft. Im Gegensatz zu den Rock Pools, in denen wegen ihrer Größe längere Zeit stehendes Wasser verweilen kann, liegen die Näpfe auf geneigten Flächen, die von Abflußwasser öfter und stärker befeuchtet werden als ihre Umgebung. Bei der seitlichen Ausbreitung stoßen diese Napfkarren mit scharfen Graten an die Nachbarformen.

Besonders starker Flechtenwuchs innerhalb der Napfkarren und die Anwesenheit weidender Gastropoden sprechen dafür, daß ihre Entstehung ähnlich vor sich geht wie die der Rock Pools. Regenrinnen innerhalb der karähnlichen Halbtrichter bestehen ebenfalls aus Näpfen; die Eintiefung der Rinnen im Bereich des stärksten Wasserabflusses erfolgte demnach zusätzlich durch biologische Vorgänge.

3. URSACHEN GEFÜGEABHÄNGIGER VERKARSTUNG

An verschiedenen Lokalitäten wurde das Gefüge mit der Verkarstung verglichen. Neben Geländebeobachtungen wurden Laboruntersuchungen und Dünnschliffauswertungen verwendet. Die größten Unterschiede der Verkarstung zeigten sich zwischen der Formazione di Dorgali und der Formazione del M. Bardia und M. Tului.

3.1. Formazione del M. Bardia und Formazione del M. Tului

Die gefügeabhängige Verkarstung ist durch Kluftkarren, Pitkarren, Trenches, Split-Groovekarren, Mikrokarren und Groovekarren vertreten. Zwischen tiefen Kluftkarren und Trenches sind Mischformen sehr häufig. Pits kommen in allen Größen als elliptische oder runde Klufferweiterungen vor. Stellenweise liegen sie so dicht, daß die anderen Karstformen zurücktreten. Oft überwiegen auch Split-Groovekarren, die an senkrechten Wänden in Mikrokarren übergehen. An den Wänden einiger Kluftkarren sind Groovekarren entstanden.

Unter den schwerkraftorientierten Karren sind Rillenkarrren und Rinnenkarren häufig, wo es die Morphologie erlaubt. Die biologische Verkarstung ist durch Rock Pools und Napfkarren nachgewiesen.

An 14 Proben wurde mit dem Kalzimeter das Gesamtkarbonat und

im Röntgendiffraktometer das Kalzit-Dolomitverhältnis untersucht. Die reinen Kalke enthalten stets über 99% Gesamtkarbonat. Das Verhältnis Kalzit-Dolomit liegt bei 9 zu 1.

Die Flachwassersedimente sind vorwiegend als Biosparit, Oosparit oder als Biolithit (nach FOLK) entwickelt. Innerhalb der Biosparite ist Bankung im Zentimeterbereich häufig.

a)

Die deutliche Bankung schafft primäre Inhomogenitäten. Entlang der Bankungsfugen sitzt grober Sparit. Nicht selten sind kleine Hohlräume innerhalb des Sparits vorhanden. An diesen Bankungsfugen orientieren sich bevorzugt die Groovekarren.

Die Grate der Groovekarren fallen auf die Bankungsfugen. Das sind die Stellen, wo sparitischer Zement vorliegt. Der Sparit zeigt subhedrale und euhedrale Kristallflächen mit Hohlräumen von wenigen Millimetern Durchmesser. So ausgebildeter Sparit ist poröser als das ihn umgebende Material.

Nach Untersuchungen von PLUHAR & FORD ist der weniger poröse Kalk auch weniger anfällig für die Kalklösung. Dies erscheint bei unterschiedlicher Porosität innerhalb des Gesteins durch verschiedene Lösungsformen. Grate der Groovekarren entstehen dort, wo das Gestein weniger porös ist, die Mulden, wo die Porosität höhere Werte erreicht.

Im vorliegenden Fall sind jedoch die Grate an den sparitischen Fugen angelegt. Durch Färbung mit Alizarin konnte festgestellt werden, daß diese Sparite aus weniger leicht löslichen Dolomiten bestehen als der umgebende Kalzit. Die Unterschiede im Chemismus sind hier für das Entstehen der Grooves verantwortlich. Der Unterschied im Chemismus ist für die Verkarstung bedeutender als der Porositätsunterschied.

Neben den primären Inhomogenitäten wird das Gestein von Klüften und Rissen zerlegt, deren relatives Alter zueinander daran festzustellen ist, wie sie einander zerschneiden und versetzen.

b)

Die ältesten Klüfte werden Klüfte K genannt. Sie treten innerhalb der Biolithite auf und sind einige Meter voneinander entfernt. Die Breite der Klüfte liegt bei 10 cm. Ihre Füllung besteht aus feinlaminiertem, lebhaft gefärbtem Mikrit bis Biomikrit. Die Kluftrichtung ist mit der Hauptkluftrichtung in diesem Gebiet (150°) identisch.

Eine gegenwärtige aktive Verkarstung, die sich an den Klüften K orientiert, konnte nicht nachgewiesen werden.

c)

Die nächst jüngere Generation Risse, von der die Klüfte K durchschnitten werden, erhalten die Bezeichnung Risse A. Ihr Durchmesser ist selten größer als 0,2 mm. Sie durchziehen das Gestein im Abstand weniger Zentimeter zueinander. Ihre Form ist geradlinig. Stets besitzen sie eine Füllung aus Sparit.

Auch von den Rissen A ist keine Verkarstung abhängig.

d)

Die noch jüngere Generation Risse erhält die Bezeichnung Risse B. Diese Risse sind ebenfalls meist nur 0,2 mm breit und durchziehen das Gestein im Abstand weniger Zentimeter. Sie können sich jedoch zu Klüften verdichten, die Klüfte B genannt werden. Sind sie stark suturiert, wie innerhalb der Kreideformationen, werden sie als Stylolithen C bezeichnet. Eine Füllung der Risse fehlt hier sehr oft. Sie sind geöffnet und erlauben eine Wasserzirkulation oder werden von roten Mikriten verstopft. Häufig sind sie an bestimmten Stellen von millimeterlangen Parallelrissen begleitet.

Alle klufterweiternden Karsterscheinungen gehen an den Rissen B, Klüften B und Stylolithen C vor sich. Es konnte gezeigt werden, daß Pits nur dort entstehen, wo die Hauptkluft von kleinen Parallelrissen begleitet ist. Wo die Parallelrisse sehr häufig werden, treten die völlig runden Pits auf.

3.2. Formazione di Dorgali

Unter der gefügeabhängigen Verkarstung sind tiefe Kluffkarren und Split-Groovekarren entwickelt. Alle anderen Formen fehlen. Schwerkraftorientierte Karren gibt es nicht. Auch Biokarst ist selten. Gelegentlich wurden Rock Pools beobachtet.

Das Gestein war ursprünglich ein extraklastenführender Oosparit. Es wurde örtlich so stark umkristallisiert, daß es als Oosparit nur noch schwer zu erkennen ist. Dabei entstanden oft euhedrale sparitische Kristalle, die in einigen Fällen als Dolomit, in anderen als Kalzit ausgebildet sind. Der an 6 Proben festgestellte Dolomitgehalt schwankt daher zwischen 7,6% und 90%. Die aus Feldspäten und Quarz bestehenden Extraklasten erreichen in Transgressionsnähe über 30%, nach dem Hangenden verschwinden sie langsam.

Wo Bankung auftritt, wird sie nicht von Verkarstung nachgezeichnet.

Klüfte K treten nicht auf.

Risse A sind vorhanden, werden aber nicht verkarstet.

Risse und Klüfte B sind auch hier die Ursachen gefügeabhängiger Verkarstung. Die Risse B besitzen hier wegen des stark grobkristallinen Gesteins keine Parallelrisse. Das erklärt das Fehlen der Pitkarren.

Daß der Reichtum an Extraklasten und Dolomit die Ausbildung der oberflächenabhängigen Verkarstung erschwert, ist wahrscheinlich. Wichtiger erscheint jedoch, daß ein dichter Bewuchs epilithischer Flechten die selektive Kalklösung an der Gesteinsoberfläche verhindert.

4. PSEUDOKARREN AUF BASALT IN DER GROTTA DEL BUE MARINO

Wo ein offenes Karstrelief vorlag, wurde es von Basaltergüssen plombiert. In das Höhlensystem der Grotta del Bue Marino drangen an mehreren Stellen Basalte in die Hohlräume ein und erstarrten dort. Beobachtungen an den basaltausgefüllten Hohlräumen beweisen, daß die Hohlräume bereits verkarstet waren, als der Basalt eindrang, und nicht durch den Basalt geschaffen wurden. Außerdem ist auszuschließen, daß Basalt im Lauf der Verkarstung von der Höhle freigelegt wurde. Die ausgefüllten Hohlräume zeigen deutlich die Formen verkarsteter Höhlengänge. An den Wänden der Gänge sitzen Karren. Innerhalb des Basalts sind verkarstete Kalkstücke verteilt, die Durchmesser bis zu 1 m erreichen. Der wasserführende Hauptgang der Höhle ist nirgends vollständig vom Basalt verschlossen.

Wo der Basalt im Hauptgang freiliegt, besitzt er eine schwarze, glatte, glänzende Oberfläche. An mehreren Stellen der Grotta del Bue Marino sind im Einflußbereich des hochwasserführenden Höhlenflusses Karrenformen auf dem Basalt entwickelt. Die Karrenformen ähneln in ihrem Aufbau den Rillenkarrren. Spitze Grate werden durch runde Mulden voneinander getrennt. Die Grate und Mulden sind im allgemeinen parallel zur Fließrichtung des Wassers angeordnet. Senkrecht zur Fließrichtung befindet sich ein Rücken, zu dem die Grate und Mulden ansteigen und abfallen. Der Abstand von Grat zu Grat beträgt ca. 5 cm. Derartige Formen sind im Kalk nicht entwickelt, so daß die Möglichkeit eines Abdrucks aus flüssigem Basalt entfällt.

Der Basalt ist zusammengesetzt aus Plagioklasleisten und Augit. Daneben tritt in Form von großen porphyrischen Einsprenglingen Olivin auf. Opakes Erz ist ebenfalls vertreten. Eine Verkarstung dieses Basalts im Sinne von Korrosion ist nicht möglich. Gefügeabhängige Inhomogenitäten im Gesteinskörper, die zu den Karrenformen führen, konnten ebenfalls nicht festgestellt werden.

Ein oberflächenabhängiger Vorgang muß für die Genese der Karrenformen angenommen werden.

Eine schwarze, lackähnliche Kruste bedeckt den Basalt über den Karrenformen. Ähnliche Krusten bedecken auch Höhlenlehm und Sinterbildungen. Eine Analyse mit Hilfe der Mikrosonde zeigt, daß es sich um Mangankrusten handelt. Auf dem Basalt sind die Krusten nur wenige μm dick und sehr glatt. Auf der Kruste befinden sich Riefen, für deren Entstehung kratzende Vorgänge Voraussetzung sind. Der in der Höhle reichlich vorhandene Quarzsand kann bei Hochwasser eine kratzende, schrammende Tätigkeit ausüben; eine Erosion durch den mitgeführten Sand. Strömungsgeschwindigkeiten von 50m/Sekunde, wie sie zur lebhaften Bewegung des Sands erforderlich sind, überschreitet der hochwasserführende Höhlenbach.

Die Erosion weist darauf hin, daß die Kruste eine junge Bildung ist, die im Einflußbereich des Höhlenbachs ständig erodiert und

GROTTA DEL BUE MARINO

300 m

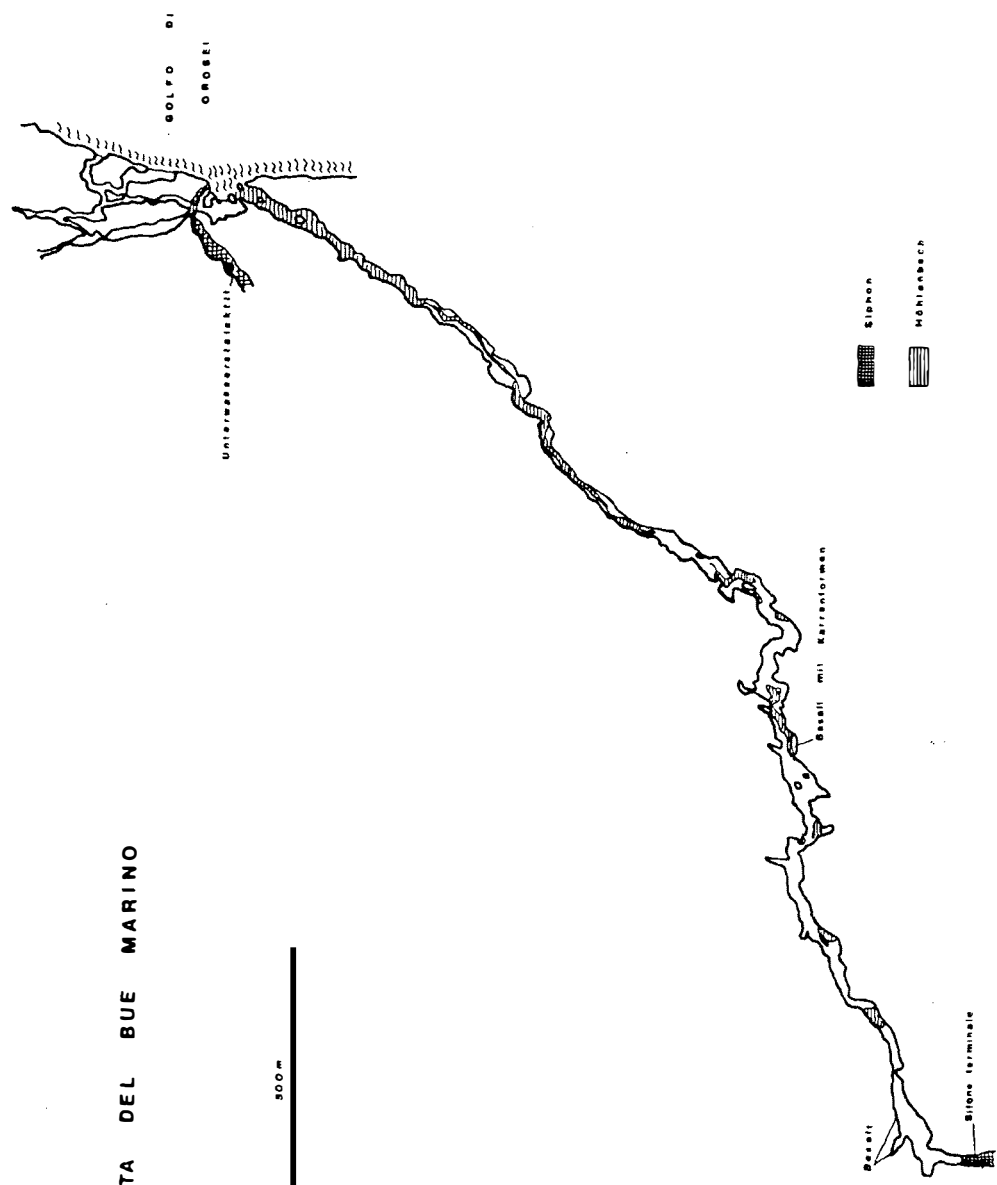


Abb. 4

nachgebildet werden kann. Die ständige Erosion ist auch für die Bildung der Karrenformen verantwortlich. Diese Erosionsformen sind Pseudokarren.

Auf diesen Pseudokarren scheidet sich die Mangankruste aus dem Wasser ab. Die Mangankrusten auf Basalten und Tonen in höheren Höhenbereichen können gegenwärtig nicht entstehen, da die Höhle nicht vollständig überflutet wird. Excentiques und andere zerbrechliche Tropfsteingebilde weisen darauf hin, daß sich die Höhle in einer längeren Phase der Nichtüberflutung befindet. Da die Mangankrusten aus dem Wasser abgeschieden wurden, müssen die höher liegenden Krusten aus einer Phase stammen, in der die Höhle überflutet war.

Pseudokarren, die denen in der Grotta del Bue Marino ähneln, befinden sich auf Basalten im Brandungsbereich, wo Quarzsand den Basalt angreifen kann. Die Karrenformen sind hier nicht so schön ausgebildet und zeigen größere Gratabstände, die bis zu 50 cm erreichen können.

5. HÖHLEN- UND SPALTENSEDIMENTE

5.1. Spaltensedimente der jurassischen Klüfte K

Nicht nur vom Basalt werden Hohlräume in den Kalken ausgefüllt. Auch terrigene und marine Sedimente kommen zum Absatz. Die marinen Sedimente der Klüfte K sind an Aufschlüssen in den karähnlichen Halbtrichtern oberhalb Cala Gonone und im Steinbruchbereich südwestlich Orosei zu beobachten. Die ausgefüllten Klüfte zeigen geringe Verkarstung. Meist sind es tektonisch klaffende Klüfte von einigen Zentimetern Breite, die in große Tiefen gehen. Durch Geländebeobachtungen sind Vertikalerstreckungen von über 50 m nachgewiesen.

Das umgebende Gestein der Formazione del Monte Tului und der Formazione del Monte Bardia gehört in den oberen Malm. Das Tithonium und das Berrasium sind entwickelt. Die Schichten der Kluffüllungen liegen in derselben Neigung wie die Gesteinsschichten, gegenwärtig mit 30° nach Osten geneigt. Sie sind also zu einer Zeit abgelagert, als die Schichtung noch waagrecht lag. Die Kluffsedimente bestehen aus millimeterdicken Lagen von Pellets, die mit Mollusken, Gastropoden, Ostracoden und Foraminiferenmikriten wechsellagern. Die Lagen sind meist rot oder schwarz eingefärbt und oft kreuzgeschichtet.

Zur Altersbestimmung wurden Foraminiferen herangezogen. Die Proben (vier Dünnschliffe) enthalten an Foraminiferen (sehr häufig, stets sehr kleinwüchsig):

cf. *Reophax* sp.,

Ophthalmidium sp. (Äquatorialschnitte relativ selten; die vermutlich hierher gehörenden, sehr häufigen Axialschnitte lassen oft *Vidalina* sp. nicht mit Sicherheit ausschließen.

Nodophtalmidium sp., hh
cf. *Involutina* (einige Axialschnitte)
Trocholina cf. *alpina* LEUPOLD
cf. *Frondicularia* sp.

Alter: Aufgrund der Foraminiferen Malm-Unterkreide (= Verbreitungszeit von *Trocholina alpina*). Die Gattung *Involutina* reicht nur bis in die tiefere Oberkreide hinauf. Die Gattung *Nodophtalmidium* hat eng verwandte Vorläufer bereits in der Mitteltrias (Dünnschliffbefunde RESCH); das Erstauftreten liegt also sehr sicher tiefer als im Alttertiär, wie im TREATISE (C 456) angegeben ist. Die anderen Gattungen sind für eine Altersbestimmung bei der vorliegenden Fragestellung ohne Interesse. Auf das Fehlen von *Globigerinacea* soll aber hingewiesen werden.

Die gut erhaltenen, sehr zarten Exemplare von *Nodophtalmidium* sprechen gegen eine weiträumige Umlagerung; die den foraminiferenführenden Kalkschlamm enthaltenden Hohlräume lagen zur Zeit der Verfüllung also vermutlich nur wenig unter dem Meeresboden. Aus dem Berrasium ist eine zyklische Sedimentationsabfolge mit regressiven Phasen und brackischer Fauna bekannt. Das läßt den Schluß zu, daß die Spaltensedimente noch aus dem Berrasium stammen. In dieser Zeit der Hebungs- und Senkungstendenzen ist auch die Bruchbildung anzusiedeln, die zu den mit atypischer Mikrofauna gefüllten Spalten führte.

5.2. Höhlen- und Spaltensedimente granitischen Ursprungs

Ausfüllungen eindeutiger Karsthohlräume gibt es sowohl in den Malmkalken der Formazione del Monte Bardia und der unterlagernden Formazione del Monte Tului als auch in der großteils dolomitischen Formazione di Dorgali, welche im unteren Bereich dem Dogger zugerechnet wird und die Basis des Kalkkomplexes bildet.

Weit verbreitet in den Höhlen dieses Gebiets sind Gerölle und Sande granitischen Ursprungs. Die unterlagernden variszischen Granite sind als Liefergebiete anzusehen.

Auch in Stockwerken, wo die Verkarstung nicht mehr aktiv ist, zeugen Sande und Granitbruchstücke von der ehemaligen Akkumulation. Verfestigte Sande sind am Cliff durch die rückschreitende Küstenerosion aufgeschlossen. Im Gegensatz zum verfestigten Meeressand ehemaliger Meereshochstände besitzen diese Höhlen- und Kluftsandteile große, kantige Bruchstücke. Solche Sande treten von den Grottoni de Biddiriscottai bis hinter das Capo di Monte Santu auf. Granitbruchstückanhäufungen finden sich nicht nur in Hohlräumen entlang der Transgression, sondern auch in Karstspalten bei dem karähnlichen Halbtrichter oberhalb Cala Gonone und in anderen Karstspalten des Kalkgebirges. Eine solche Höhle mit Granitanhäufungen befindet sich in der Gola de Gorropu, etwa 50 m über dem Schluchtboden. Die Granite der Umgebung liegen gegenwärtig über 100 m tiefer als die Granit-

sedimente in der Höhle. Bei der Sedimentation dieser exotischen Materialien müssen andere morphologische Verhältnisse geherrscht haben als heute.

Untersucht wurden die Sedimente der Unterwasserhöhle südlich der Cala Luna. Eingebettet in karbonatische Matrix sind Quarz und Kalifeldspat, daneben etwas Mikroklin und Plagioklas, ebenfalls häufig ist Biotit. Die Korngröße liegt zwischen 0,625 mm und 2 mm im Bereich der Psammite.

Die volle Auslöschung und das Fehlen von Einschlüssen zeigen, daß der Quarz granitischen Ursprungs ist. Auch die übrigen Komponenten des Sediments entsprechen einer Zusammensetzung, wie sie die Granite in der Umgebung aufweisen.

Die kompositionelle Reife des Sediments, das Verhältnis Quarz/Feldspat zeigt einen großen Feldspatanteil. Die Erhaltung des Feldspats darf als Anzeichen dafür gewertet werden, daß der Abtransport und die Sedimentation fluviatil erfolgten, d.h. durch einen süßwasserführenden Höhlenbach und nicht unter Einfluß des Meerwassers, das gegenwärtig in die Höhle reicht.

Die texturale Reife des Sediments nach FOLK wird durch Tongehalt, Rundung und Sortierung beurteilt: für einen reifen Sandstein spricht der Tongehalt unter 5%. Dagegen spricht die schlechte Sortierung kleiner als 0,5. Die Rundung ist mit "very angular" bis "angular" ebenfalls schlecht. Das sandige Sediment ist nach FOLK als unreif zu bezeichnen. Dies läßt auf einen geringen Transport schließen. Wegen des hohen Feldspatgehalts und des kalkigen Bindemittels ist das Sediment nach FÜCHTBAUER als Arkose zu bezeichnen.

Gegenwärtig wird das Sediment abgetragen. Für die Sedimentation müssen andere Bedingungen geherrscht haben als heute. Eine schnelle Schüttung fluviatilen Charakters bei geringer Transportweite ist vorauszusetzen. Diese Bedingungen können nur erfüllt sein bei einem tieferen Meeresspiegel als gegenwärtig. Eine Einschwemmung der Sande vom Meer ist auszuschließen.

5.3. Kalkige Höhlen- und Spaltensedimente

Neben den Sedimenten granitischen Ursprungs treten kalkige Sedimente auf. Kalke des umgebenden Gesteins werden zu Schottern gerundet oder als kantige Blöcke abgelagert. Eine häufige Form der Kalksedimentation in diesen Höhlen sind Kalkplättchen verschiedener Größe, von wenigen Millimetern Länge und weniger als 0,5 mm Dicke, bis zu Längen von einigen Zentimetern und Dicken von mehreren Millimetern. Meist sind verhältnismäßig gleich große Plättchen parallel zueinander abgelagert. Die Ablagerung der Plättchen kann als Imbrication bezeichnet werden. Die Plättchen sind kantig. Sie bestehen aus Kalken der Umgebung und sind nicht mit Kalkplättchenbreccien der in Höhlen-

seen an der Oberfläche um Kristallisationskeime anorganisch abgeschiedenen Kalkplättchen identisch. Kalkige Matrix verkittet die Kalkplättchen.

Nicht gerundete Ecken zeigen, daß die Plättchen keinen weiten Transport erfahren haben. Die sortierte Ablagerung ist auf das Transportverhalten der flachen Plättchen zurückzuführen.

Für das Entstehen der kantigen Formen können nur mechanische Vorgänge angenommen werden, wie sie bei tektonischen Bewegungen auftreten.

Diese Kalkplättchenbreccien sind in vom Meer angeschnittenen Höhlen aufgeschlossen. Auch die Höhle in der Gola de Gorropu zeigt Kalkplättchenbreccien.

Gegenüber diesem ausgefüllten Höhlenraum ist die Fortsetzung der Höhle zu sehen, die von der Schlucht durchschnitten wurde, als sie bereits von Sedimenten ausgefüllt war. Die Höhle ist hier fast 30 m hoch und 10 m breit. Im Gegensatz zu den völlig gerundeten Kalkblöcken mehrerer Meter Größe, die das trocken liegende Bachbett ausfüllen, sind die unterschiedlichen Komponenten aus der Höhlenfüllung eckig, kantig und gänzlich unsortiert. Das Material besteht aus Tonfraktionen bis zu Blöcken mit über 4 m Durchmesser. Neben den Kalkblöcken treten auch Gesteine granitischen Ursprungs auf. Lediglich im Deckenbereich der Höhle finden sich die feineren Komponenten. Diese gewaltige Breccie läßt auf geringe Verfrachtungsweite bei großer Energie und schneller Sedimentation schließen.

Zu den reichen Variationen der allochthonen Höhlensedimente treten die autochthonen sekundären Karsterscheinungen hinzu. Aus Höhlenwässern ausgeschiedener Kalk ist nicht nur in der Lage, eingeschwemmtes Material zu verkitten, sondern füllt als Sinterabsatz im Lauf der Zeit Hohlräume aus. Der Evakuationsraum inaktiver Höhlen wird durch Sinterbildungen verkleinert oder ganz geschlossen. Der 30 m mächtige Sinterkomplex über der Transgression bei dem P. Salavarro ist eine solche Höhlenausfüllung. Die Sinterausscheidungen sind im gesamten Kalkgebiet verbreitet. Stets ist ein trocken liegender Hohlraum erforderlich. Unter Wasserbedeckung erfolgt keine Sinterausscheidung. Der mittlere Ast der Grotta del Bue Marino liegt vollständig unter Wasserbedeckung. Hier befindet sich etwa 200 m vor der Mündung des Karstwassers ins Meer ein mächtiger Stalaktit, der in etwa 6 m Wassertiefe endet. Die Voraussetzung zur Bildung des Stalaktiten war ein Trockenliegen der Höhle. Ein tieferer Meeresstand ist auch hier Voraussetzung für eine nicht überflutete Höhle.

5.4. Tonige Höhlen- und Spaltensedimente

Eine sehr weit verbreitete allochthone Höhlenausfüllung stellen Sedimente in Tonfraktion dar. Dabei sind lockere Tone und kalkig verfestigte Tone zu unterscheiden.

5.4.1. Proben der Tonsedimente

a)

In den von der Brandung ehemaliger Meereshochstände erweiterten Höhlen in der Cala Luna sind rote Tone und Sande zum Absatz gekommen. Sie beinhalten Basaltbruchstücke. Während die horizontal abgesetzten Tone im allgemeinen keinen Kalkgehalt aufweisen, sind die Randpartien am Kontakt zum Kalkstein oft nachträglich kalzitisch verfestigt durch das Eindringen kalkhaltiger Wässer. Hier konnte gasometrisch ein Gesamtkarbonat von 8% festgestellt werden. Mit dem Röntgendiffraktometer wurden Illit, Chlorit und Kaolinit nachgewiesen. Lubopräparate, Glycerinpräparate und HCl-Präparate wurden angefertigt.

b)

Gelbe Tone aus der Grotta del Bue Marino beinhalten ebenfalls Illit, Chlorit und Kaolinit. Durch HCl-Präparate konnte der Kaolinit festgestellt werden. Ein großer Quarzanteil ist ebenfalls existent.

Neben diesen lockeren Höhlentonen sind im gesamten Kalkgebiet verfestigte, mikritische, meist rote Höhlen- und Spaltensedimente verbreitet.

c)

Diese Probe stammt aus Karstspalten auf dem Codula Manna. Der Gesamtkarbonatgehalt wurde gasometrisch auf 88% bestimmt. Nach Weglösen des Kalzits konnten in den restlichen 12% Illit und ein großer Anteil Kaolinit als Tonminerale nachgewiesen werden. Quarz ist ebenfalls vertreten.

d)

Aus sedimenterfüllten Karsthohlräumen im Bereich des karähnlichen Halbtrichters oberhalb Cala Gonone ist diese Probe entnommen. Der Gesamtkarbonatgehalt liegt bei 72%. Als Tonminerale sind auch hier Illit und Kaolinit vorhanden; daneben ein großer Quarzanteil.

e)

In den Hohlräumen entlang der Transgression befinden sich ebenfalls rote Mikrite. 80% Gesamtkarbonat ergeben hier die Messungen, dabei entfallen 69% auf Kalzit und 11% auf Dolomit. Wieder sind Illit, Kaolinit und Quarz vertreten.

f)

Die Probe stammt aus Karstspalten über der Cala Fuili. Das Gesamtkarbonat erreicht hier 60%, die Tonminerale sind Illit und Kaolinit. Der Quarzanteil fehlt auch hier nicht.

5.4.2. Bildungsbedingungen der Tone

Die Tonminerale Illit, Chlorit und Kaolinit sind Bildungen eisenhaltiger Roterden in warmem Klima:

- a) eisenhaltige, tropische Böden aus dem nördlichen Randbereich der humiden, tropischen Zone, wo sie neben Lateriten auftreten,
- b) mediterrane Roterden, die in Klimaten entstanden sind, wie sie heute nicht mehr existieren.

Illit, der aus dem Muttergestein entsteht, bleibt erhalten, wenn der Boden wenig entwickelt ist. Illit ist Hauptmineral der mediterranen Roterden.

Kaolinit dagegen charakterisiert eine stärkere Verwitterung in einem gut entwässerten sauren Milieu. Er tritt in stark entwickelten Böden auf.

Kaolinit ist ein Hauptbestandteil der eisenhaltigen, tropischen Böden, wie sie heute in Madagaskar bei einem jährlichen Niederschlag von 1000 bis 1500 mm und einer Temperatur von 21-23°C entstehen.

Einige Roterden enthalten nur Illit und seine Verwitterungsprodukte. Andererseits kann Kaolinit in stark entwickelten Böden allein vorkommen.

Die wenig entwickelten Tone der Proben enthalten neben Illit und Kaolinit einen Chloritanteil. Die durch Kalklösung zu roten Mikriten verfestigten Tone weisen neben Illit einen sehr großen Anteil Kaolinit auf. Sie sind stark entwickelt und kalkig verfestigt. Der hohe Kaolinitanteil spricht außerdem für ein sehr warmes, feuchtes Klima.

5.4.3. Herkunft der Tone

Die Tonminerale stammen aus Roterden. Sie sind Bestandteil einer Bodenbildung. Die dabei stattfindende Verwitterung greift die Kalke an. Kaolinit, gut kristallisierter Illit und gut kristallisierter Chlorit können im Kalkgestein sedimentär eingelagert sein und bei der Bodenbildung auswittern. In den hier vorhandenen Kalksteinen konnten keine Tonminerale nachgewiesen werden. Wegen des hohen Reinheitsgrads der Malmkalke ist eine Herkunft der Tonminerale aus sedimentär im Kalkstein eingebautem und nach der Verwitterung der Kalke umgelagertem Kaolinit, gut kristallisiertem Illit und gut kristallisiertem Chlorit nicht zu erwarten.

Die Tonminerale sind hier Verwitterungsprodukt silikatischer Gesteine. Die Silikate kommen als Detritus in der Formazione di Dorgali vor, wurden aus Granitgebieten als allochthones

Material eingeschwemmt oder stammen aus pliozänen Basalten. Die Herkunft der Tone wird dadurch belegt, daß silikatisches Material innerhalb der Tone eingelagert ist.

Nicht immer erscheinen die Silikate in Tonfraktion. Oft finden sich Granitbruchstücke innerhalb der Tone. Es entstehen Grauwacken sowie Konglomerate oder Breccien, bei denen die Komponenten in tonig-kalkiger Matrix eingebettet sind. Solche Gesteine treten in dem karähnlichen Halbtrichter oberhalb Cala Gonone und in den Karstspalten unter der Basaltdecke oberhalb der Cala Fuili auf. Die Komponenten bestehen aus allochthonem Gestein granitischen Ursprungs und aus paraautochthonem Kalk. Die turbulent oder wohl geschichteten Komponenten lassen eine Einschwemmung des Sediments in die Karstform erkennen. Sinterhorizonte und wieder aufgearbeitete Bruchstücke der tonigen Höhlensedimente lassen auf mehrere Generationen von einsedimentiertem Bodenmaterial schließen.

5.5. Erzhaltige Höhlen- und Spaltensedimente

Neben silikatischem Material treten auch Erzanhäufungen als Komponenten in den tonigen Spalten- und Höhlensedimenten auf. Die Proben stammen aus dem karähnlichen Halbtrichter oberhalb Cala Gonone und aus den Karstspalten oberhalb der Cala Fuili. Als Derberz und Pseudobohnerz sind Hämatit und Limonit im oxydierenden Material stabil.

Noch häufiger kommen echte Bohnerze vor. Im Gegensatz zu Pseudobohnerzen, die nur beim Abbau eine gerundete Form erhielten, sind die Bohnerze schalig aufgebaut. Als Kondensationskern der oolithischen Eisenerze treten tonige oder sandige Partikel auf. Die Schalen dieser Konkretionen bestehen meist aus Limonitabscheidungen. Auch Hämatit und tonige Verunreinigungen sind häufig. Die Bohnerze stellen Eisenanreicherungen innerhalb des tonigen Materials dar.

6. ALTER DER VERKARSTUNG

6.1. Alter der Verkarstung an den jurassischen Klüften K

Das Alter der Kluffüllungen wurden auf Berrasioium datiert. Eine Anlösung des Kalkgesteins hat vor der Ausfüllung der Spalten mit Sedimenten, aber nach der Verfestigung des Muttergesteins stattgefunden. Die Wände der Spalten mit angelösten Partien sind von mehreren Generationen radialaxialen fibrösen Zements besetzt. Oft folgt auf den Zement eine Sedimentationsperiode, bevor eine neue Zementgeneration wächst. Stellenweise tritt Dripstonezement auf. Die Lösungsformen und die Art der Zementsäure an den Spaltenoberflächen sprechen für Herausheben des Gesteinskomplexes aus dem marinen Einflußbereich. Radialaxialer

fibröser Sparit wird von BECHSTÄDT (1974) als vadose Bildung beschrieben. Eindeutiger als der dünne Sparit spricht das Auftreten von Dripstonezement für das zeitweilige Trockenliegen der Spalten. Bei wiederholter Austrocknung bleiben Tropfen an den Dächern von Hohlräumen bzw. Unterseiten von Komponenten bevorzugt hängen. Die Bildung von Dripstonezement findet im vadosen Bereich vereinzelt auch im inter- bis supratidalen Bereich statt (PURSER & LOREAU, 1973). Die dickeren Krusten scheiden sich an Überhängen ab.

Die Verkarstung während der Oszillationen im Berrassium nimmt ein sehr bescheidenes Ausmaß an. Lösungserscheinungen beschränken sich auf lokale Erweiterungen der tektonischen Spalten.

6.2. Bedeutung der Basalte für das Alter der Verkarstung und Morphologie

Nach jurassischen Ansätzen der Verkarstung entstand eine zweite Verkarstungsphase, die nicht an die im Jura entstandenen Klüfte anknüpfte. Sedimente im Karstrelief sind nicht mehr marinen Ursprungs. Diese Verkarstung dauert bis heute an.

Innerhalb des Karstreliefs spielen pliozäne Basaltergüsse eine wichtige Rolle. Die Basaltergüsse konservieren Karstformen und morphologische Formen, die vor dem Basaltaustritt vorhanden waren. Erosionsformen, die jünger sind als der Basalt, zerstören den Basalt.

C. SAVELLI & G. PASINI (1974) haben die Kalium-Argonalter der Basalte bei Dorgali untersucht. Danach betragen die Alter der einzelnen Ergüsse zwischen 3,6 und 2 Millionen Jahre. Mehrere Basaltergüsse lassen sich unterscheiden.

6.2.1. Bedeutung der einzelnen Basaltergüsse

a)

Die Basalte in der Grotta del Bue Marino gehören zu den Basaltergüssen Cala di Luna. Die Alter der einzelnen Ergüsse schwanken zwischen $2,26 \pm 0,08$ und $2,83 \pm 0,12$ Mio. Jahren. Diese Ergüsse geben Aufschluß über das Alter der Höhle. Der Hauptgang des heute noch aktiven Höhlenbereichs war damals bereits vorhanden.

b)

Die Basaltergüsse Cala di Luna reichen an der Oberfläche bis nahe an die Bucht. In den Brandungshöhlen der Cala di Luna befinden sich Tone, die Basaltbruchstücke enthalten. Wären die Tone vor der letzten Pluvialzeit abgesetzt worden, hätte sie während der Meereshochstände die Brandung ausgeräumt. Die Tone sind als junges Verwitterungsprodukt der Basalte anzusehen.

Die Basaltergüsse liegen unmittelbar über der Codula Luna und

enden unvermittelt im oberen Drittel des Hangs. Das Tal der Codula Luna hatte zu diesem Zeitpunkt ein höheres Erosionsniveau als heute, war jedoch, was die Neigung der Basaltergüsse zeigt, bereits vorhanden.

Die Entstehung der Grotta del Bue Marino fällt in eine Zeit, bevor das Tal der Codula Luna existierte. Schlucklöcher im Talboden führen das Wasser aus der Codula Luna in das Höhlensystem der Grotta del Bue Marino. Ein Höhlensystem hätte sich nicht vom Talboden als Ausgangspunkt entwickeln können. Das Tal mußte ein entwickeltes Höhlensystem anschnitten.

c)

Auch das Tal der Codula Sisine war vor den Basalterruptionen bereits existent. Basalte mit einem Alter von $2,6 \pm 0,16$ Mio. Jahren füllen deutlich das Tal von St. Pietro aus. Die Eintiefung der Codula Sisine nach dem Basaltaustritt ist erheblich. Eine Tieferlegung des Bachs entlang der Basaltdecke hat stattgefunden. Wie der Schacht Su Sterru zeigt, war auch hier bereits vor dem Basalterguß Verkarstung aktiv.

d)

Die Basaltdecken liegen entlang des Tals Codula Fuili. Das Tal entstand nach dem Basaltaustritt am Rand der Basaltdecke. Im mittleren Bereich wird die Codula Fuili zur Klamm. Ihre Breite beträgt hier im Durchschnitt 2 m. Von der Klamm werden sedimenterfüllte Höhlen angeschnitten. Die Höhlen sind auf beiden Seiten der Klamm zu erkennen, da sie von der Schlucht durchschnitten wurden. Eine Sedimentfüllung und damit das Ende der aktiven Verkarstung war hier bereits erreicht, als das Tal sich eintiefte.

e)

Diese Basaltergüsse zählen mit Altern zwischen $2,08 \pm 0,14$, $1,97 \pm 0,1$ Mio. Jahren zu den jüngsten. Die Basaltströme ergießen sich vom Codula Manna und südöstlich des Monte Tului Richtung Cala Gonone und ins Meer. Die Bucht von Cala Gonone war zur Zeit des Basaltaustritts schon vorhanden.

Auf dem Codula Manna zeigen Schlucklöcher im Basalt, daß hier ein Karstrelief überflossen wurde.

Am südlichen Basaltaustritt ist die Grenze zum unterlagernden Kalk aufgeschlossen. Hier überlagert der Basalt ein Karstrelief. Die Klufterweiterungen im Kalk sind mit roten Spaltensedimenten ausgefüllt. Eine Verkarstung und anschließend ein Ausfüllen der Karstform mit Bodenmaterial war schon vor dem Basaltaustritt abgeschlossen.

f)

In der Schichtstufe am Westrand des östlichen Kalkgebirges ist eine Kluft von aufgedrungenem Basalt ausgefüllt. Die Kluft in der Formazione di Dorgali liegt innerhalb der Steilstufe. Der Basalt selbst baut hier bei einer Höhe von 15 m und einer Breite von 50 cm die Steilstufe mit auf. Rückschreitende Erosion der Schichtstufe führte zur Freilegung der basalterfüllten Kluft.

Der Basaltaustritt erfolgte zu einer Zeit, als das Kalkgebirge weiter nach Westen reichte.

g)

Der Granit zwischen westlichem und östlichem Kalkkomplex bildet eine Senke. Diese Senke wird im Nordteil, bei Dorgali, von Basalt ausgefüllt. Hier erfolgte der Basaltaustritt, als die Senke bereits eingetieft war.

h)

Im Golfo di Orosei liegt der untermeerische Canyon di Orosei. In einer Entfernung von etwa 30 Meilen vor der Küste wurden von dem Maringeologischen Labor der C.N.R. im Projekt T 70 aus 2200 m Tiefe Basaltproben entnommen. Die Basalte stammen aus einem Erguß, der mit $3,1 \pm 0,2$ Mio. Jahren den älteren Ergüssen der Basalte um Dorgali zeitlich zuzordnen ist.

Die Proben selbst stammen aus einem Transgressionskonglomerat, das mit Hilfe von Fossilien auf 2,8 Mio. datiert und in den oberen Teil des mittleren Pliozäns eingeordnet wurde.

Dieses Transgressionskonglomerat kann mit anderen Transgressionskonglomeraten im Tyrrhenischen Becken zeitlich parallelisiert werden. Für die Zeit vor ca. 3 Mio. Jahren läßt sich somit das Ende einer großen Regression in diesem Raum nachweisen.

6.2.2. Verkarstung und Morphologie vor 3 Millionen Jahren

In der Zeit vor ca. 3 Mio. Jahren war das Ende der regressiven Phase im Tyrrhenischen Meer gekommen. Mit Hilfe der Basalte lassen sich Rückschlüsse auf die Verkarstung und Morphologie in dieser Zeit ziehen:

- a) Viele heute aktiven Karstsysteme waren bereits damals aktiv.
- b) Viele Karsthöhlen und Karstspalten waren bereits damals vollständig mit Sediment ausgefüllt.
- c) Die großen Flußtäler waren damals noch nicht so stark eingetieft wie heute.
- d) Der Canyon von Orosei, der die Fortsetzung der Codula di Luna darstellt, wardamals bereits vorhanden.
- e) Die Granitsenke zwischen dem östlichen und westlichen Kalkkomplex war damals schon eingetieft.

6.3. Bedeutung der terrigenen Höhlen- und Spaltensedimente für das Alter der Verkarstung

Vor der regressiven Phase im Tyrrhenischen Meer, die im oberen Miozän begann, wurden marine Ablagerungen miozänen Ursprungs sedimentiert. Diese Ablagerungen betreffen nicht die bearbeiteten Kalkgebiete. Lediglich im nordöstlichen Rand des Monte Tuttavista sind marine Ablagerungen des Miozäns bekannt.

Andere, tertiäre Meeressedimente reichen hier bis ins Eozän zurück. Fossilreiche marine Ablagerungen des Tertiärs als Ausfüllungen von Karsterscheinungen konnten jedoch nicht nachgewiesen werden. Die Kalkkomplexe im Golfo di Orosei sind im Tertiär mit Ausnahme von Randbereichen des Monte Tuttavista nicht transgressiv überflutet worden.

Höhlen- und Spaltensedimente der nachjurassischen Verkarstung sind hier terrigenen Ursprungs. Altersbestimmungen mit Hilfe von Fossilien können nicht vorgenommen werden.

6.3.1. Bedeutung der granitischen Höhlen- und Spaltensedimente für das Alter der Verkarstung

In Höhlen oder Karstspalten liegen Sedimente, die aus granitischem Material bestehen. Heute können diese Höhlen oder Spalten nicht mehr überall von granitischem Material erreicht werden. Als Beispiele dienen die Höhlen in der Gola de Gorropu und die Karsthohlräume im Bereich des karähnlichen Halbtrichters oberhalb Cala Gonone. Während der Sedimentation des granitischen Materials herrschte eine andere Morphologie als heute. Die granitische Senke zwischen westlichem und östlichem Kalkkomplex konnte noch nicht ausgebildet sein. Ähnlich wie heute im Südwesten des westlichen Kalkgebirges und beim östlichen Kalkgebirge im Gebiet nördlich des Pt. 'S'Abbadorgiu, waren Granit und Kalk morphologisch in den gleichen Höhenlagen. Ein ausgeglichenes Relief herrschte vor.

Nach DIENI & MASSARI (1971) bestand ein solches Relief noch im oberen Miozän. Es wurde zum Teil auf Kosten einer älteren Ebene durch Erosion gebildet, und zum Teil durch Akkumulation. Nach einer Phase der weiträumigen Hebung und Erosion wurden neotektonische Bewegungen wirksam, die zu Rotationsrutschungen an den Steilstufen der Kalkmassive führten. Im Pliozän erfolgte durch erhebliche Klimaverschlechterung erneut eine Phase der Erosion. Die weiträumigen Hebungstendenzen sind mit der Regression im Tyrrhenischen Meer gleichzusetzen. Der Beginn der Regression, die im Tyrrhenischen Becken zu stellenweise über 100 m mächtigen Evaporiten führte, liegt im Messinium (oberes Miozän). Im Tortonium (tiefes oberes Miozän) unterlagern Tiefwassermergel die Evaporite. Mit Beginn der Regression im Messinium vor ca. 8 Mio. Jahren wurde die oben beschriebene erosive Phase auf dem Festland eingeleitet, die zur Herausbildung der großen Kalkkomplexe führte, und vor ca. 3 Mio. Jahren endete.

Die Granitsedimente aus den Höhlen der Gola de Gorropu und oberhalb Cala Gonone konnten nur vor dieser erosiven Phase abgelagert werden. Ein Karstrelief, in dem diese Sedimente granitischen Ursprungs zum Absatz kamen, war bereits damals vorhanden.

6.3.2. Bedeutung der Roterden für das Alter der Verkarstung

In Karstspalten und Höhlen sind Sedimente eingeschwennt, die als Verwitterungsprodukt silikatischen Materials in Bodenhorizonten anzusehen sind.

Das Klima, unter dem sich solche Roterden bilden konnten, war warm und feucht. Lateritische Verwitterungsprodukte, wie sie bei tropischem Klima auftreten, konnten nicht beobachtet werden. Ein tropisches Klima, wie es im Alttertiär geherrscht hat, und zur Bildung von Lateriten führte, war hier nicht verantwortlich für die Genese der Roterden. Die ältesten Roterden in Karstspalten sind als miozäne Verwitterungsprodukte anzusehen.

6.4. Bedeutung der Erosion und des Karbonatküstenabbaus für das Alter der Verkarstung

6.4.1. Erosion

Mit dem Beginn der Regression des Tyrrenischen Meers vor ca. 8 Mio. Jahren war eine starke Aktivierung der Erosion verbunden. Die Erosion hat eine eingeebnete Landschaft angegriffen, bei der eine Schrägstellung der Schichtpakete um 30° nach Osten bereits stattgefunden hatte. Auf dem tektonischen Horst zwischen westlichem und östlichem Kalkkomplex war kein mesozoischer Kalk mehr vorhanden. Der unterlagernde variszische Granit bildete die Oberfläche. Auf dieser Oberfläche lagen die Flüsse Rio Flumineddu und Codula de Luna.

Während der erosiven Phase tiefte sich der Rio Flumineddu ein. Wo er in Granit floß, räumte er das breite Tal zwischen den beiden Kalkgebirgen aus. Im Kalk selbst erodierte er in Form von Schluchten und Tälern. Im Bereich der leicht verwitterbaren Kreideformation entstand eine breite Senke. Im weiteren Verlauf trat der Fluß in härtere Gesteine ein. Es bildete sich vor der breiten Granitsenke eine Klamm, die Gola de Gorropu. Nach seinem Weg durch die Granitsenke durchbrach der Fluß erneut einen Ausläufer des westlichen Kalkgebirges in Form einer Schlucht. Diese zweite Schlucht beweist, daß der Rio Flumineddu bereits vor der erosiven Phase seinem heutigen Verlauf folgte. Eine pluvialzeitliche Eintiefung des Rio Flumineddu in den Basalergüssen bei Dorgali hatte zwar stattgefunden, war aber von geringem Ausmaß.

Im Bereich der Gola de Gorropu sind sedimenterfüllte Höhlensysteme angeschnitten (Beschreibung in Kapitel 5.3.). Die Sedimentation in diesen Hohlräumen war vor Eintiefung der Schlucht abgeschlossen.

Wo das Tal im Bereich der Kreidesedimente verbreitert ist, liegt fast 200 m über dem heutigen Erosionsniveau des Flusses der Ausgang des aktiven wasserführenden Höhlensystems der Grotta

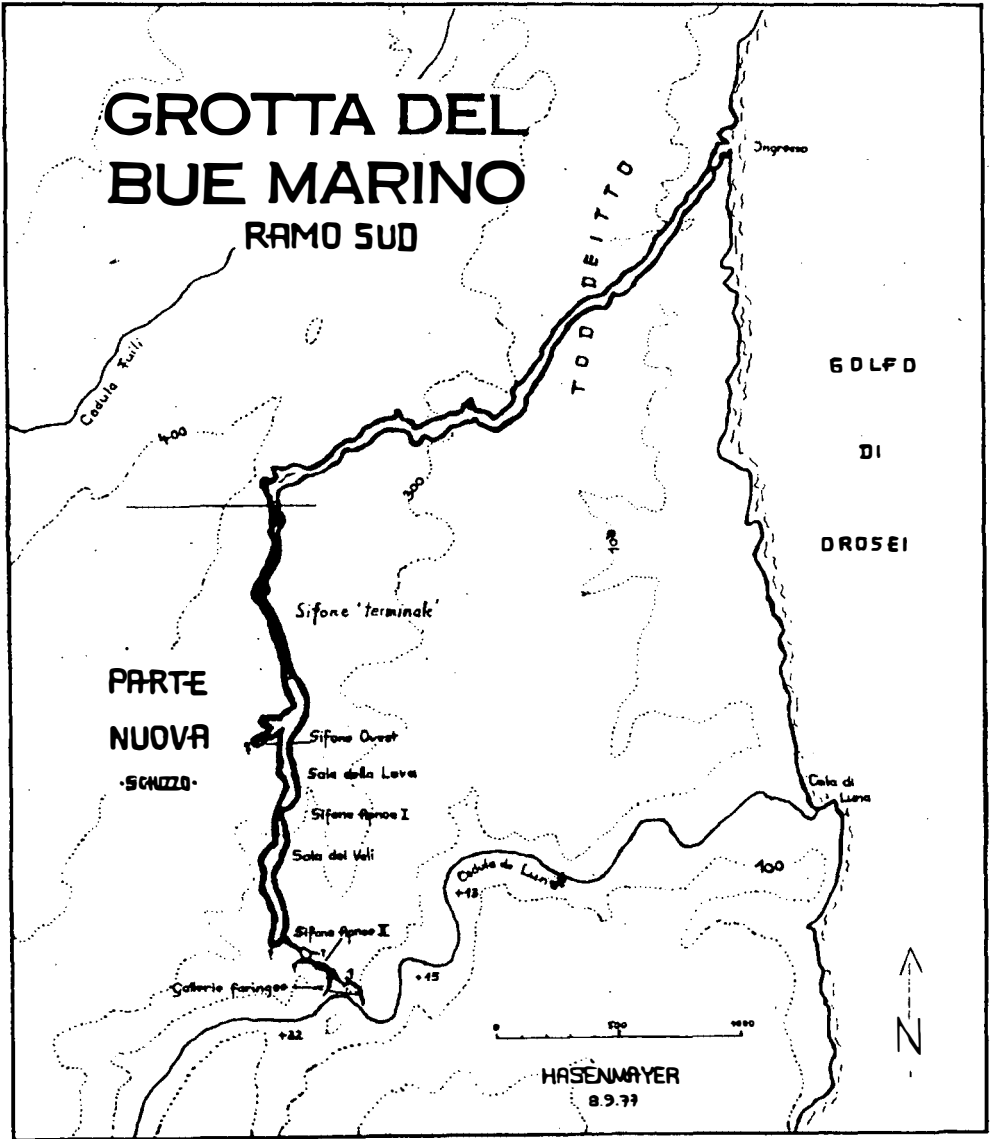
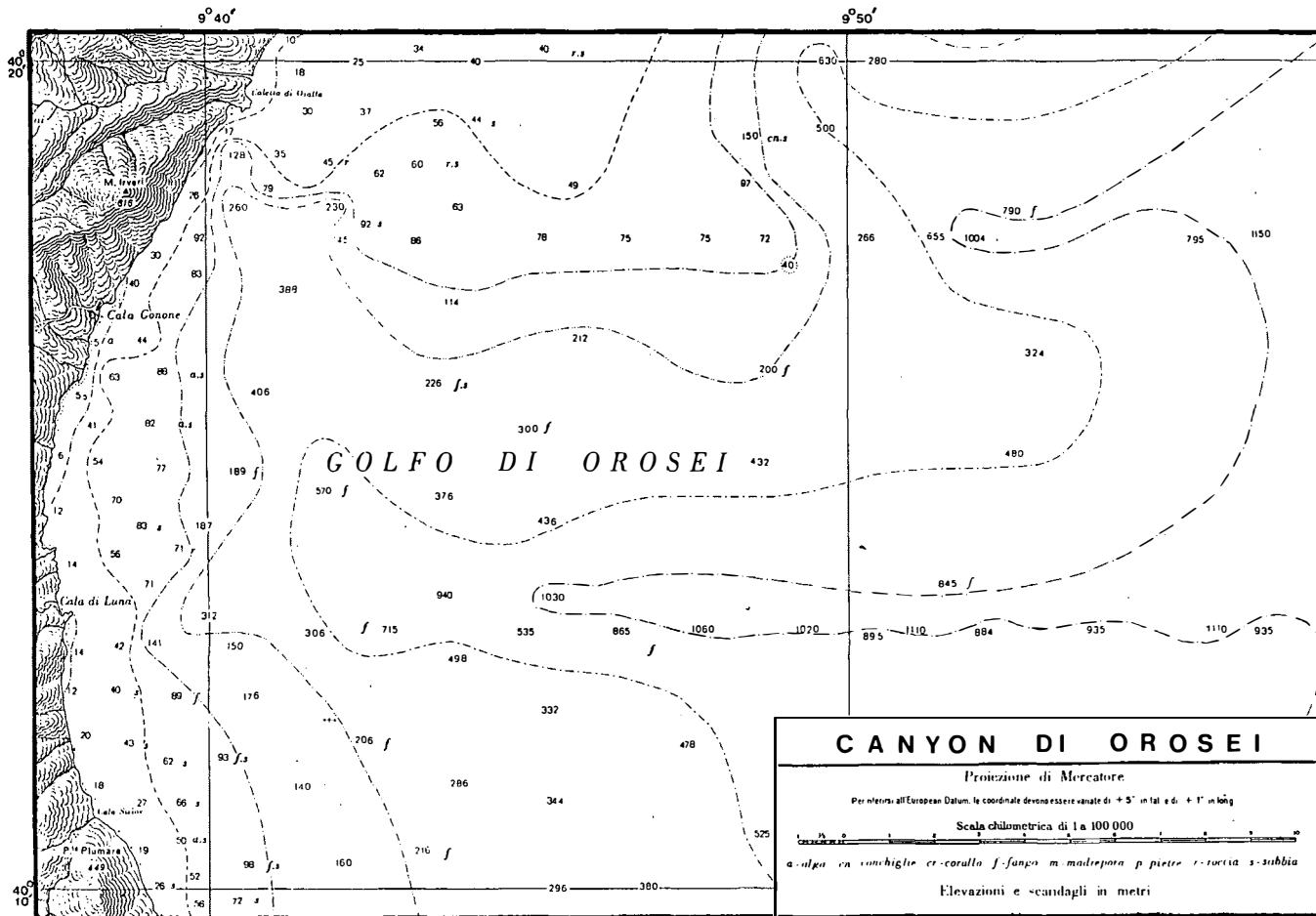


Abb. 5



Luigi Donini an einer senkrechten Felswand. Während der trockenen Jahreszeit fließt in der Höhle nur ein Rinnsal, bei starken Regenfällen kann der Höhlenbach jedoch eingeschwemmte Baumstämme von über 1 m Durchmesser transportieren. Erstaunlich ist zunächst, daß so weit über dem heutigen Erosionsniveau eines Flusses, dem selbst durch die Verkarstung im Untergrund das Wasser entzogen ist, eine aktive Höhle verläuft. Verfolgt man den Höhlenverlauf, so erklärt sich dieses Phänomen. Die Höhle verläuft Süd-Südwest/Nord-Nordost. Ihr Haupteinzugsgebiet ist ein mächtiges Schluckloch in einem Nebenfluß des Rio Flumineddu. Da der Rio Flumineddu als Vorfluterniveau tiefer liegt als der Höhlengang der Grotta Luigi Donini, ist das Höhlensystem noch auf ein höher liegendes Vorfluterniveau eingestellt. Ein solches Niveau hat vor der erosiven Phase im Miozän geherrscht. Auch das Schluckloch im Nebenfluß des Rio Flumineddu entstand durch Eintiefen des Flusses ins Niveau der Höhle. Der gegenwärtige Höhlenverlauf ist demnach der Rest eines Höhlensystems, das durch die Eintiefung des Flußlaufes angeschnitten wurde.

Im Tal Codula de Luna befinden sich ebenfalls mehrere Schlucklöcher, die dem Fluß das Wasser entziehen, und in das Höhlensystem der Grotta del Bue Marino ableiten. Auch hier wurde durch das Eintiefen des Tals eine Höhle angeschnitten, die vor dem Tal bestanden hatte. Der untermeerische Canyon di Orosei ist die direkte Fortsetzung der Codula de Luna. Dies deutet darauf hin, daß während der Regression an der Grenze Miozän/Pliozän die Codula de Luna bereits vorhanden war und gewaltige Wassermassen transportierte, bevor ihr während der Eintiefung vom Höhlensystem der Grotta del Bue Marino das Wasser entzogen wurde.

Die Nebenflüsse der Codula de Sisine durchschneiden große Dolinen. Sehr deutlich ist die Doline im Bacu Addas erhalten. Auch dieses Flußsystem tiefte sich nach der Verkarstung ein.

6.4.2. Abbau der Karbonatküste

Die erosiven Phasen erreichten während der großen Regression an der Wende Miozän/Pliozän und während der interpluvialen Meerestiefstände ein Maximum. Dagegen konnte der Abbau der Karbonatküste nur während der Meereshochstände erfolgen.

Wie im Kapitel 2.2.2. gezeigt, ist der Biokarst für die Kalklösung im Einflußbereich des Meers verantwortlich. Für die Abtragsraten geben verschiedene Autoren unterschiedliche Geschwindigkeiten an:

Für die Hohlkehle: KAYE (1959) 1,6 mm pro Jahr; HODGKIN (1964) 1 mm pro Jahr; NEUMANN (1966) 14 mm pro Jahr; RÜTZLER (1975) 0,1-1 mm pro Jahr.

Für das Intertidal: NORTH (1954) 0,25 mm pro Jahr; EMERY (1946) 0,3 mm pro Jahr; SOUTHWARD (1964) 1,5 mm pro Jahr; TRUDGILL (1972) 1-3 mm pro Jahr; KLEEMANN (1973) 0,01 mm pro Jahr horizontal und 0,15-0,4 mm pro Jahr vertikal; NEUMANN (1968) 1 mm

pro Jahr.

Die Hohlkehle des Meereshochstands im Tirreniano II, der letzten interpluvialen Warmzeit, ist am Cliff in 10 m Höhe noch deutlich ausgeprägt. Nach diesem Meereshochstand war für eine biologische Kalklösung an der rezenten Hohlkehle ein Zeitraum von fast 20 000 Jahren zur Verfügung. In der dazwischen liegenden Kaltzeit wurde die biologische Kalklösung durch eine Regression unterbrochen. Die rezente Hohlkehle ist selten weiter als 2 m in das Kalkgestein eingetieft. Über ihr sind die Kalke bis zur fossilen Hohlkehle aus dem Tirreniano II nachgebrochen. Bei einer Küstenzurückverlegung von 2 m in 20 000 Jahren wäre ein Wert von 0,1 mm pro Jahr anzunehmen. Dieser geringe Wert ist mit dadurch bedingt, daß der rezente Meeresspiegel nicht konstant auf der gegenwärtigen Höhe der Hohlkehle liegt. Er ist Schwankungen unterworfen, wie eine Hohlkehle in 1 m Tiefe unter dem rezenten Meeresspiegel zeigt.

Nicht nur Meeresspiegelschwankungen verlangsamen den Küstenabtrag, auch der nachbrechende Fels wirkt sich hemmend auf das Fortschreiten der biologischen Korrosion und Abrasion aus. An mehreren Stellen des Cliffs, in besonders großem Ausmaß südlich der Cala Sisine, werden die anstehenden Felsmassen durch herabgefallenen Schutt bedeckt.

Unter Berücksichtigung dieser Umstände ist ein relativ geringer Abtrag von 0,1 mm pro Jahr im Sinn von tatsächlicher Küstenzurückverlegung als realistisch anzusehen. Mit Beginn der Transgression vor 3 Mio. Jahren war diese Karbonatküste biologischer Korrosion und Erosion ausgesetzt, die durch Regressionen während der quartären Kalkzeiten unterbrochen wurden. Nimmt man für die kalkzeitlichen Regressionen insgesamt einen großen Zeitraum von ca. 1 Mio. Jahren an, so bleiben noch 2 Mio. Jahre für die durch Biokarst bedingte Zerstörung der Karbonatküste. Bei einem Wert von 0,1 mm pro Jahr hätte sich die Küste in diesem Zeitraum um ca. 200 m zurückverlegt, so daß an vielen Stellen der Küste, ähnlich wie heute in der Bucht von Cala Gonone die Schichtpakete mit 30° dem Meer zu einfallen, ohne ein Cliff zu bilden. Durch Zurückverlegung des Cliffs wurden viele Höhlensysteme angeschnitten.

Auch das Eindringen des Meers in Karstsysteme ist nachgewiesen. Bei der Unterwasserhöhle südlich der Cala di Luna reicht Brackwasser bis zu 400 m weit in die Höhle. Das spezifisch leichtere Süßwasser verläßt die Höhle im Deckenbereich. Auch im Syphon des mittleren Teils der Grotta del Bue Marino ist die bodennahe Höhlenpartie ständig mit Salzwasser gefüllt. Auch im aphotischen Bereich sind die Wände der Höhle von Bohrmuscheln besiedelt, die durch Biokarst die Höhle erweitern. im Sifone terminale des südlichen Höhlenteils der Grotta del Bue Marino befindet sich ebenfalls Brackwasser. In 1,9 km Entfernung von der Küste sind die Gezeiten des Meers im Syphon wirksam (HASENMAYER).

6.5. Bedeutung der Tektonik für das Alter der Verkarstung

Karsterscheinungen können nicht älter sein als Klufsysteme, denen sie folgen. Die bis heute andauernde Verkarstung orientiert sich, wie im Kapitel 3. festgestellt, an den Rissen B Klüften B und Stylolithen C. Diese Klüfte, Risse und Stylolithen sind tektonisch geöffnet. Sie spiegeln die jüngsten tektonischen Aktivitäten wider. Die Risse A und Klüfte K werden nicht verkarstet.

In den mesozoischen Kalken des Golfo di Orosei sind zwei Hauptkluftrichtungen entwickelt, die Kluftrichtung Nordwest-Südost (ca. $60-30^\circ$) und die Kluftrichtung Nordost-Südwest (ca. 150°). Eine dritte Kluftrichtung hat die Richtung Nord-Süd (ca. 90°). Die beiden Hauptkluftrichtungen liegen im wesentlichen senkrecht auf der mit 30° nach Osten geneigten Schichtung. Nach GANDOLFI (1973) sind die beiden Hauptkluftrichtungen alte Lineamente, die schon im variszischen Untergrund vorgezeichnet sind, und immer wieder aktiviert werden. Diese Richtungen zeigen nicht nur die Klüfte B, sondern auch die Klüfte K. Die Nord-Südrichtung ist alpidisch und wird nur von den Klüften B nachgezeichnet.

Die Aktivierung dieser Lineamente im Tertiär führte zur Bildung der Klüfte B. Nach COCOZZA & SCHÄFER (1972) ist eine solche Aktivierung mit der Rotation des Corso-Sardischen Mikrokontinents im Gegenuhrzeigersinn verbunden. Die gleiche Rotation führten die Tyrrenische Masse und Teile der gegenwärtigen italienischen Halbinsel aus. Die Drift dieser italienischen Platte wurde bewirkt durch gravitatives Gleiten entlang des Osthangs eines Riftsystems, das sich während des oberen Eozäns und des Oligozäns gebildet hatte, und den Corso-Sardischen Kontinent von Südfrankreich abtrennte. Die Rotation erfolgte zwischen dem späten Oligozän und dem frühen Miozän. An der Grenze Eozän/Oligozän führte ein Nordost-Südwest-gerichtetes kompressives Stressfeld zu starker Grabenbruchtektonik und schließlich zur Rotation der Italienischen Platte. Eine Drehung des Hauptstressfelds in Richtung Nordwest-Südost, die zu einer Aufspaltung der Italienischen Platte in die Teilplatten Corso-Sardische Mikroplatte, Tyrrenische Masse und Italienische Halbinsel führte, erfolgte im Neogen. Nach GANDOLFI (1973) folgte auf die Kompression eine Gegenbewegung, die im Golfo di Orosei eine Ausdehnung entlang der Brüche mit Richtung Nordost-Südwest und einer Bewegung entlang der Brüche Nordwest-Südost zur Folge hatte. Den letzten Höhepunkt erreichten die tektonischen Bewegungen an der Grenze Miozän/Pliozän während der Hauptphase der Apenninenüberschiebung.

Die Bildung der Klüfte und Risse B begann ab dem Zeitraum Wende Eozän/Oligozän. Bei starker Kompression entwickelten sich Stylolithen C. Die Schrägstellung der Schichten um 30° erfolgte während der Rotation im Oligozän. Mit dem Einsetzen der Tektonik konnte auch die Verkarstung aktiv werden.

Von den tektonischen Kräften wurden Klüfte geschaffen:

- a) Zugspalten (Trennungsbrüche), die tektonisch geöffnet sind, entwickelten sich senkrecht zur Richtung der kleinsten Beanspruchung.
- b) Scherklüfte (Verschiebungsbrüche) entstanden auf den Flächen der größten Scherung. Sie stellen die tektonischen Bewegungsbahnen innerhalb des kompetenten Kalkgesteins dar. Diese tektonisch nicht geöffneten Scherklüfte sind von Scherzonen umgeben. Innerhalb dieser Scherzonen liegen Fiederspalten, die unter spitzem Winkel zur Scherklüft verlaufen, und den Verschiebungssinn der Schollen ablesen lassen. Neben den Fiederspalten sind innerhalb der Scherzone Risse entwickelt, die parallel zur Scherklüft verlaufen. Sie kreuzen die Fiederspalten in spitzem Winkel. Parallelrisse und Fiederspalten sind meist nur wenige Millimeter voneinander entfernt. Das Kalkgestein wurde durch die Risse zerrüttet, so daß sich isolierte Bruchstücke bildeten, die jenen einer Deformationsbreccie ähneln. Im Gegensatz zu dieser sind die Bruchstücke hier, bedingt durch den spitzen Winkel der Risse zueinander, scharfkantig und plättchenartig dünn. Es liegen Kalksplitter von plättchenartiger Gestalt vor. Die Länge der einzelnen Plättchen beträgt im Durchschnitt 1 cm, die Breite 1 mm.

Wo die Klüft durch Verkarstung erweitert ist, können während tektonischer Bewegungen an den Scherspalten diese Kalkplättchen aus der Klüft ausbrechen und in den Hohlraum gelangen. Hier treten sie als Kalkplättchenbreccie sedimentär auf (Beschreibung in Kapitel 5.3.) Kalkplättchenbreccien sind Anzeichen für tektonische Vorgänge nach der Ausbildung von Karsthohlräumen.

Die tektonischen Vorgänge sind auf die Klüfte B beschränkt. Unter Berücksichtigung der Tektonik kann eine Verkarstung ab dem Oligozän angenommen werden.

DANKSAGUNG

Mein besonderer Dank gilt Herrn Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER (Innsbruck), der mir diese Arbeit ermöglicht hat. Darüber hinaus danke ich Herrn Univ.-Prof. Dr. J. SCHNEIDER (Göttingen), Herrn Univ.-Doz. Dr. H. TRIMMEL (Wien), Frau Univ.-Ass. Dr. P. PITTAU (Cagliari), Herrn Univ.-Doz. Dr. W. RESCH (Innsbruck), Herrn Univ.-Doz. Dr. K. CZURDA (Innsbruck), Herrn Univ.-Ass. Dr. R. BRANDNER (Innsbruck), Herrn Dr. D.A. DONOFRIO (Innsbruck), Frau B. HASENMAYER (Pforzheim), Herrn J. HASENMAYER (Pforzheim), Herrn A. NIEMEYER (Schondorf), Herrn R. ABERHAM (Innsbruck), Herrn R. BAUMGÄRNTER (Bretten), Herrn N. LEMCKE (Heidelberg) und Herrn J. DIEMER (Bretten) für die Unterstützung bei meiner Arbeit.

LITERATURNACHWEIS

- ALVAREZ, W. (1973): Sardinia and Corsica: One microplate or two? - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 1-4, Bologna, 1974.
- ALVAREZ, W. & T. COCOZZA (1973): The tectonics of central-eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine Chain to the South of Corsica. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 5-35, Bologna, 1974.
- ARDITO, D. et al. (1973): Geologia dell'Italia. - Unione Tipografico Editrice Torinese, S. 677-680, 709-712, 839-844, Torino, 1973.
- ASSORGIA, A. et al. (1967): Ricerche speleologiche nel settore costiero compreso fra Cala di Luna e Cala di Ziu Santoru (Golfo di Orosei). - Bollettino, Società Sard. di Uatuneli, S. 1-14, 1967.
- ASSORGIA, A. (1968): Sopra alcuni lembi di Tirreniano fossilifero in grotte Costiero del Golfo di Orosei (Sardegna centro orientale). - Bollettino, Società Sard. di Serenze Uatuneli 3, S. 1-9, 1968.
- ASSORGIA, A. et al. (1968): Nuove conoscenze sulle grotte costiere del settore di Cala di Luna (Dorgali-Sardegna Orientale). Atti X. Congr.int.di studisardi 10, S. 4-26, Cagliari, 1968.
- ASSORGIA, A. & R. GANDOLFI (1975): Il Sopramonte di Orosei e la Gola di Gorropu. Osservazioni stratigrafiche e geomorfologiche sul Mesozoico affiorante, con particolare riguardo al Cretaceo superiore e microfauna planetoniche. - Boll.Soc. Geol.It., 94, S. 1723-1740, Roma, 1977.
- BOCCALETTI, M. & G. GUAZZONE (1973): Il microcontinente sardo come un arco residuo di una sistema arco-fossa miocenico. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 57-68, Bologna, 1974.
- BÖGLI, A. (1961): Kalklösung und Karrenbildung. - Z.f. Geomorphologie, Suppl. 2, S. 4-21, Stuttgart, 1961.
- BÖGLI, A. (1951): Probleme der Karrenbildung. - Geogr. Helv., 6, S. 191-204, 1951.
- BÖGLI, A. (1964): Die Kalklösung, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung. - Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, S. 77-82, Graz, 1963/64.
- BRINKMANN, R. (1975): Abriß der Geologie, Erster Band: Allgemeine Geologie. - Ferdinand-Enke-Verlag Stuttgart, 11. Auflage, S. 37-41, 135-139, Stuttgart, 1975.
- BRINKMANN, R. (1976): Abriß der Geologie, Zweiter Band: Historische Geologie. - Ferdinand-Enke-Verlag Stuttgart, 10./11. Auflage, S. 295-300, Stuttgart, 1977.
- CAROBENE, L. (1972): Osservazione sui solchi di battente attuali ed antichi nel Golfo di Orosei in Sardegna. - Boll.Soc. Geol.Int. 91, S. 583-601, 1972.

- CHERCHI, A.; MAXIA, C. & A. ULZEGA (1973): Evoluzione paleogeografica del Terziario della Sardegna. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 73-90, Bologna, 1974.
- CHOQUETTE, Ph. & L. PRAY (1970): Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. - Tulsa Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 54/2, S. 207-250, Tulsa, 1970.
- CITA, M.B. (1973): I pozzi profondi perforati nel 1970 nel quadro paleogeografico e geodinamico del Mediterraneo Occidentale. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 91-144, Bologna, 1974.
- COCOZZA, T. & K. SCHÄFER (1973): Cenozoic Graben Tectonics in Sardinia. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 145-162, Bologna, 1974.
- DAVIS, S.N. (1966): Initiation of ground-water flow in jointed limestone. - Nath. Speleol. Bull., Vol. 28, No. 3, S. 111-118, Huntsville, 1966.
- DIENI, J. & F. MASSARI (1964): Il Neogene e il Quarternario di Orosei. - Mem. Soc. Ital. Sc. Nat. Vol. 15, 2, S. 124-141, Pisa, 1964.
- DIENI, J. & F. MASSARI (1971): Scivolamenti gravitari ed accumuli di frana nel quadro della morfogenesi plio-quatornaria della Sardegna centro-orientale. - Mem. Soc. Geol. It., 10, S. 313-345, Pisa, 1971.
- DEMERY, K.O. & C.E. GARRISON (1967): Sea levels 7000 to 20 000 years ago. - Science, vol. 157, n° 3789, S. 684-687, Washington, 1967.
- EWERS, R.O. (1966): Bedding Plane Anastomoses and their relation to cavern passages. - Nath. Speleol. Soc. Bull., Vol. 28, No. 3, S. 133-140, Huntsville, 1966.
- FINETTI, I. & C. MORELLI (1973): L'esplorazione geofisica dell'area mediterranea circostante il blocco sardo-corso. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 213-238, Bologna, 1974.
- FINK, M.H. (1967): Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen. - Wissenschaftl. Beiheft zur Z. die Höhle, H. 11, LV für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, Wien 1967.
- FISCHBECK, R. (1976): Mineralogie und Geochemie karbonatischer Ablagerungen in europäischen Höhlen, ein Beitrag zur Bildung und Diagenese von Speleothemen. - N. Jb. Miner. Abh. 126, 3, S. 269-291, Stuttgart, April 1976.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, S. 295-312, 353-358, Heidelberg, 1978.
- FURREDDU, A. & C. MAXIA (1964): Grotte della Sardegna. - Editrice Sarda Fratelli Fossatoro, S. 1-304, Cagliari, 1964.
- GANDOLFI, R. (1973): Alcune osservazioni sul Golfo di Orosei nel quadro di una geodinamica tirrenica. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 239-244, Bologna, 1974.

- GIGLIA, G. (1973): L'insieme Corsica-Sardegna e i suoi rapporti con l'Appennino settentrionale: rassegna di dati cronologici e strutturali. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 245-276, Bologna, 1974.
- GREILING, L. & W. SIMON (1972): Führer zur Heidelberger Geologischen Exkursion Sardinien 1972.
- HASENMAYER, J. (1977): Endsiphon der Grotta del Bue Marino durchtaucht. - Bericht über neu entdeckte Höhlenteile hinter dem 700 m-Endsiphon. Veröffentlichung in Vorbereitung.
- HERAK, M. & V.T. STRINGFIELD (1972): Karst, Important Karst Regions of the Northern Hemisphere. - Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1964.
- HOWARD, A.D. (1963): The Development of Karst Features. - Bull. Nat. Speleol. Soc., 25, S. 45-65, Huntsville, 1963.
- HSÜ, K.J. et al. (1973): Late Miocene Desiccation of the Mediterranean. - Nature, Vol. 242, March 23, S. 240-244, London, 1973.
- JACOBY, E. (1978): Zur Geologie des Spannagelhöhlensystems und dessen näherer Umgebung (Zillertal, Tirol). - Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Philosophischen Fakultät der Universität Innsbruck. Veröffentlichung in Vorbereitung.
- JODRY, R.L. (1972): Pore Geometry of Carbonate Rocks. - In: Chilinger et al.: Oil and Gas Production from Carbonate Rocks, S. 35-82, New York, Elsevier 1972.
- JONES, R. (1965): Aspects of the Biological Weathering of Limestone Pavement. - Geol. Assoc., Proc. 76, S. 421-433, London, 1965.
- KETTNER, R. (1959): Allgemeine Geologie 3. - VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, S. 208-321, Berlin, 1959.
- MANZONI, M. (1973): Un'interpretazione dei dati paleomagnetici del Terziario della Sardegna ed alcuni nuovi risultati. - Volume Monografico: Paleogeografia del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 283-296, Bologna, 1974.
- MASSARI, F. (1968): Aspetti sedimentologici in una serie calcarea Titonico-Berriasiana di bassa profondità della Sardegna Orientale. - Mem. Ist. Geol. e Min. Padova, Vol. 16, S. 1-56, Padova, 1967-1968.
- MATTAUER, M. (1973): Une nouvelle hypothèse sur la position de la microplaque corse-sarde avant sa sotation d'age cenozoique. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 297-300, Bologna, 1974.
- MILLIMAN, J.P. & K.O. EMERY (1968): Sea levels during the past 35 000 years. - Science, Vol. 162, n° 3858, S. 1121-1122, Washington, 1968.
- MILLOT, G. (1970): Geology of Clays. - Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, S. 109-134, 193-199, 1970.
- OGNIBEN, L. et al. (1975): Structure Model of Italy, S. 194-198, Ron, 1975.
- PLUHAR, A. & D.C. FORD (1970): Dolomite Karren of the Niagara Escarpment, Ontario, Canada. - Z. f. Geomorphologie, Bd. 14, Heft 4, S. 392-410, Stuttgart, 1970.

- PURDY, E.G. (1974): Reef configurations: Cause and effect. - In: Reef in Time and Space; edited by Leo F. Laporte, California Soc. of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication 18, S. 9-76, Tulsa, Oklahoma, USA, Febr. 1974.
- SAVELLI, G. & G. PASINI (1973): Nota preliminare sull'età K/Ar di basalti della Sardegna orientale e del canyon sottomarino di Orosei (Mar Tirrenio). - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 321-326, Bologna, 1974.
- SCHNEIDER, J. (1976): Biological and Inorganic Factors in the Destruction of Limestone Coasts. - Contributions to Sedimentology 6, 112 pages, Stuttgart, 1976
- SCHNEIDER, J. (1977): Carbonate Construction and Decomposition by Epilithic and Endolithic Microorganisms in Salt- and Freshwater. - Reprint from Fossil Algae, edited by E. Flügel, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 27, S. 248-260, Heidelberg, 1977.
- SCHREINER, A. (1974): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50 000. - Herausgegeben vom Geol. Landesamt Baden-Württemberg, S. 30-33, Freiburg i. Br., 1974.
- SEEMANN, R. (1973): Die Genese der Pyrite der Karstgebiete der Nördlichen Kalkalpen. - Dissertation zum Erlangung des Doktorgrades an der Philosophischen Fakultät der Universität Wien. Veröffentlichung in Vorbereitung.
- SEGRE, A.G. (1956): Muluschi Marini del Lago Lamamova nella Grotta di Nettuno (Alghero, Sardegna). - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. S. 13, v. 63, S. 14-20, Pisa, 1956.
- SELLI, R. (1973): Appunti sulla geologia del Mar Tirreno. - Volume Monografico: Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale Cagliari, 23-27 luglio 1973, S. 327-352, Bologna, 1974.
- SMITH, D.J. & D. MEAD (1962): The Solution of Limestone. - Proceedings of the Speleo. Soc., Proc., 9, 3, S. 188-211, Bristol, 1967.
- SMITH, D.J. & F.H. NICHOLSON (1964): A Study of Limestone Solution in North-West Co. Clare, Eire. - Proceedings of the Speleo. Soc., Proc., 10, 2, S. 119-138, Bristol, 1964.
- STEPHENS, N. & F.M. SYNGE (1966): Land-Sea-Level Changes. In: Pleistocene Geology and Biology, R.G. West, Chapter 8, S. 135-158, 1966.
- TRIMMEL, H. (1965): Speläologisches Fachwörterbuch. - LV für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, Wien, 1965.
- TRIMMEL, H. (1968): Höhlenkunde. - Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig, 1968.
- VARENTOV, J.M. (1964): Sedimentary Manganese Ores. - Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1964.
- WALL, J.R.D. & G.E. WILFORD (1966): A comparison of small-scale solution features on microgranodiorite and limestone in West Sarawak, Malaysia. - Z. f. Geomorphologie, Band 10, 4, S. 462-468, Stuttgart, 1966.
- WARDLAW, N.C. (1976): Pore Geometry of Carbonate Rocks as revealed by Pore Casts and Capillary Pressure. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 60/2, S. 245-257, Tulsa, 1976.
- ZÖTTEL, J.G. (1974): Karsthydrologie. - Springer-Verlag Wien, New York, S. 1-22. 141-203, Wien, 1974.

TAFELERLÄUTERUNGEN

TAFEL 1

- Foto 1 Klufftkarre - ebene Kalkfläche oberhalb Codula de Sisine.
- Foto 2 Kleine Pitkarren und Split-Groovekarren. Karähnlicher Halbtrichter Cala Gonone.
- Foto 3 Karähnlicher Halbtrichter Cala Gonone. Übersicht.
- Foto 4 Groovekarren an der Wand einer Klufftkarre. Geneigte Kalkfläche Toddeitto, oberhalb Grotta del Bue Marino.

TAFEL 2

- Foto 5 Rillenkarrn am Rand von Klufftkarren bei geneigtem Hang. Südlich Cala Gonone.
- Foto 6 Rillenkarrn am Rand einer Klufftkarre: Die Rillenkarrn bei 70° Hangneigung stehen dichter als die Rillenkarrn bei 30° Hangneigung. Südlich Cala Gonone.
- Foto 7 Rock Pool. Ebene Kalkfläche, Codula Manna.
- Foto 8 Napfkarrn. Karähnlicher Halbtrichter Cala Gonone.

TAFEL 3

- Foto 9 Dünnschliff, karähnlicher Halbtrichter Cala Gonone. Risse und Klüfte unterschiedlichen Alters durchziehen das Gestein. Länge des Bildausschnitts 1,3 cm.
- Foto 10 Steinbruch, karähnlicher Halbtrichter, Cala Gonone. Klüfte K werden von Rissen B gestört.
- Foto 11 Anschliff, Gebiet Codula Sisine. Neben den Rissen B sind Parallelrisse entstanden. An den Rissen B sind die Kalklösungen orientiert. Länge des Bildausschnitts 3,1 cm.

TAFEL 4

- Foto 12 Dünnschliff, Formazione di Dorgali. Der Kern eines Ooids besteht aus Quarz. Ooide und Grundmasse sind umkristallisiert. Länge des Bildausschnitts 2 mm.
- Foto 13 Dünnschliff, F. di Dorgali. Die dunklen mikritischen Ooide bestehen aus Kalzit, dazwischen sind Dolomitekristalle gewachsen. Länge des Bildausschnitts 1,3 cm.
- Foto 14 Pseudokarren auf Basalt in der Grotta del Bue Marino.
- Foto 15 Riefen auf Krusten der Basaltkarren (Trockenrisse nach Probenentnahme). Elektronenmikroskopische Aufnahme 820-fach vergrößert.

TAFEL 5

- Foto 16 Unterwasserstalaktit in Grotta del Bue Marino (Foto B. HASENMAYER).
- Foto 17 Steinbruch, Monte Tuttavista. Karstspaltensedimente aus toniger matrix (Roterden) und Kalkbruchstücken als Komponenten.
- Foto 18 Sedimenterfüllte Höhle in der Gola de Gorropu. Die Schlucht hat sich eingetieft, nachdem die Höhle mit Sediment ausgefüllt war. Höhe des Bildausschnitts ca. 30 m.

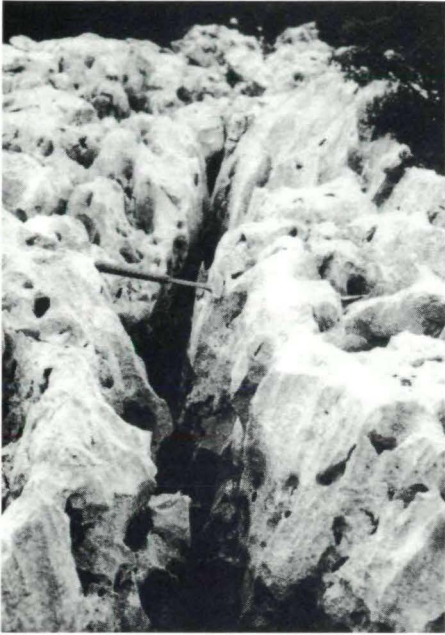
TAFEL 6

- Foto 19 Anschliff, Sediment aus Höhle am Cliff südlich Cala Gonone. Kalkplättchenbreccie. Länge des Bildausschnitts 6,3 cm.
- Foto 20 Steinbruch, karähnlicher Halbtrichter Cala Gonone. Durch Verkarstung erweiterte Kluft K mit marinem Spaltensediment.
- Foto 21 Dünnschliff. Fibröser Sparitsaum und Dripstonezement. Zwischen Muttergestein und marinen Spaltenfüllungen der Klüfte K. Länge des Bildausschnitts 1,3 cm.

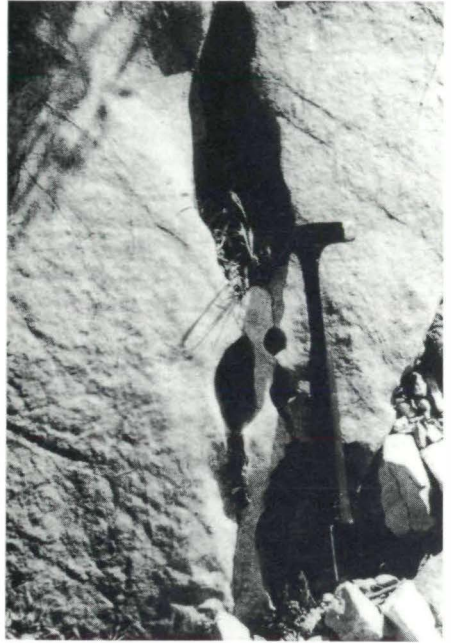
TAFEL 7

- Foto 22 Basalt überlagert Karstrelief. Oberhalb Cala Fuili.
- Foto 23 Cliffküste. Ein kluftgebundener Hohlraum und Höhlensedimente sind aufgeschlossen.

Tafel 1



1



2

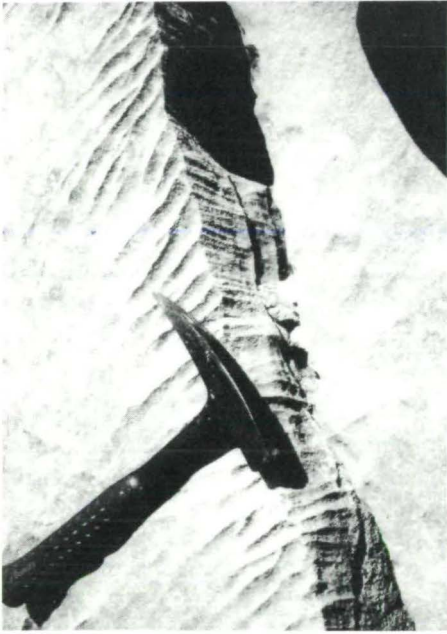


3

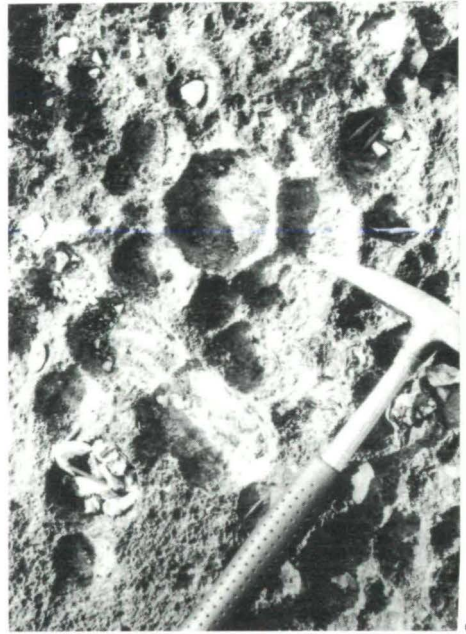


4

Tafel 2



6



8

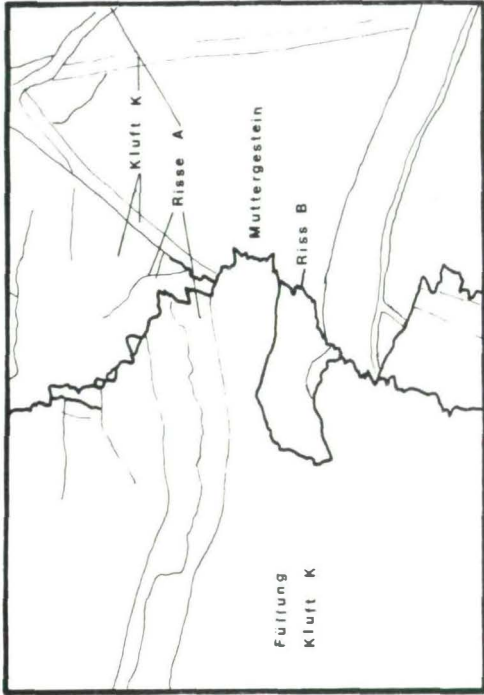


5



7

Tafel 3



9



11

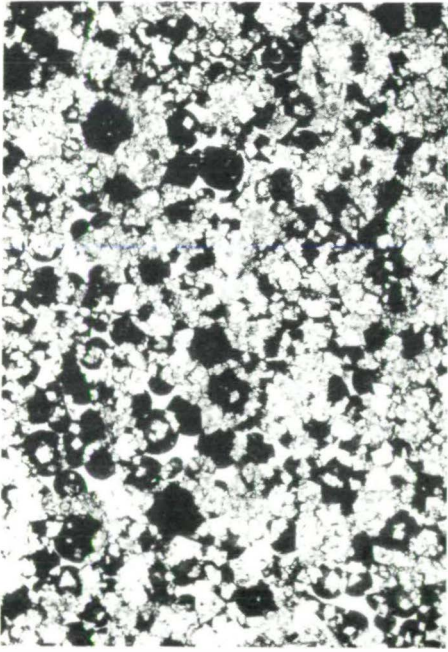


9

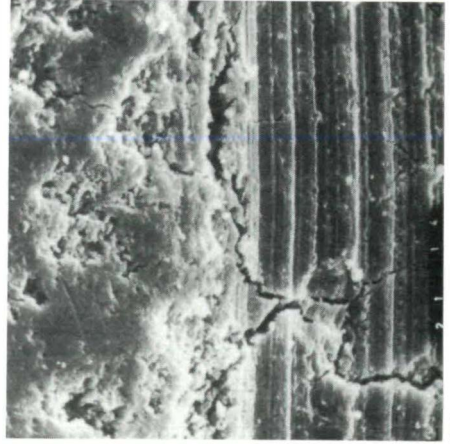


10

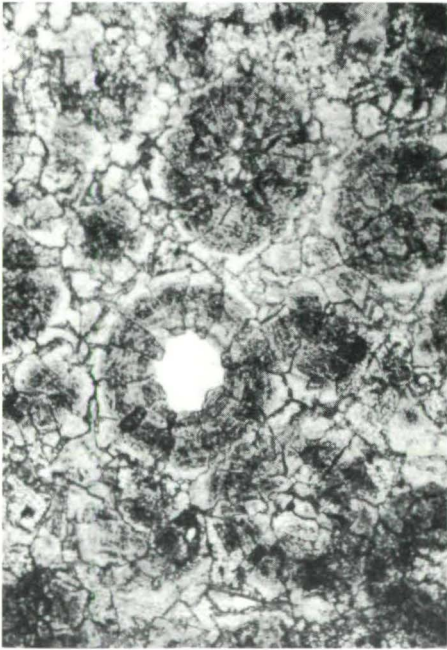
Tafel 4



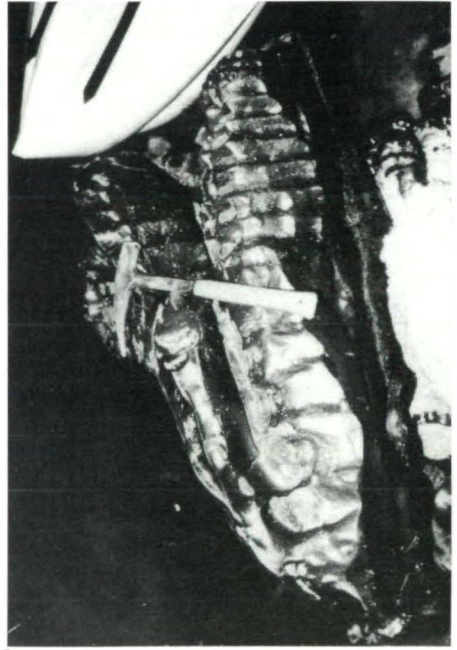
13



15



12



14

Tafel 5



18

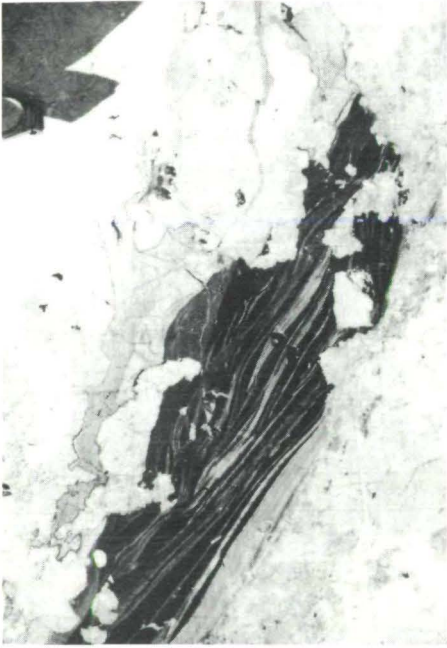


17

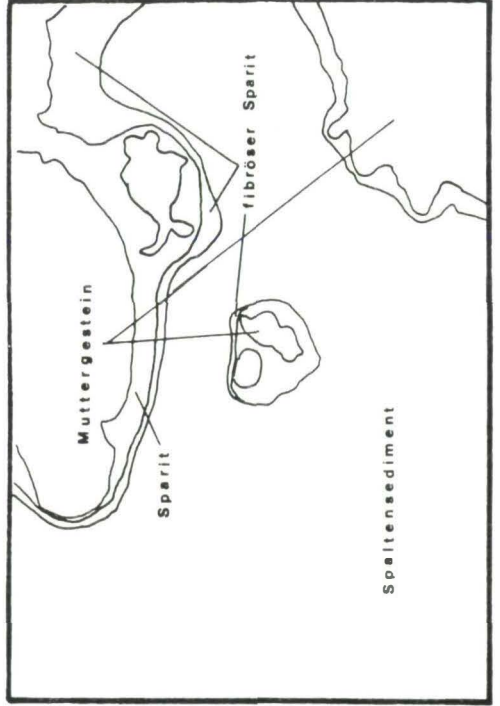


16

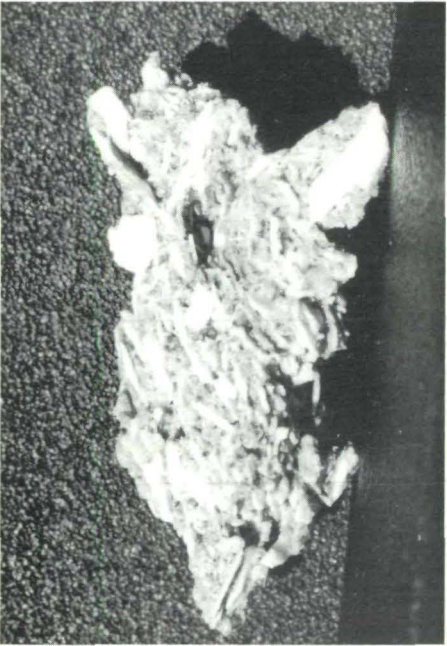
Tafel 6



20



21

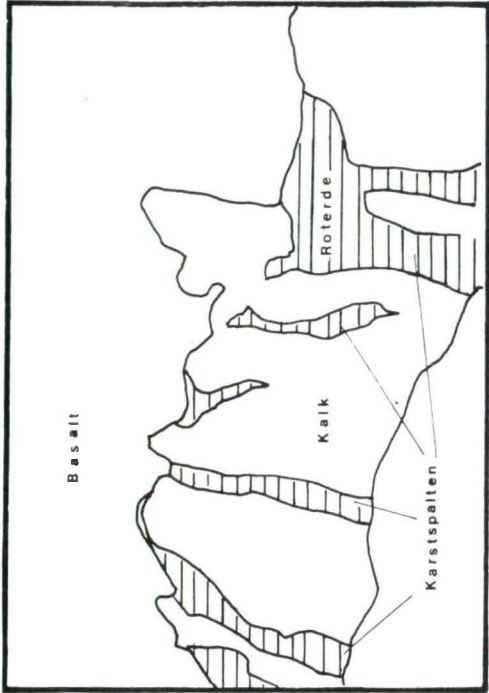


19

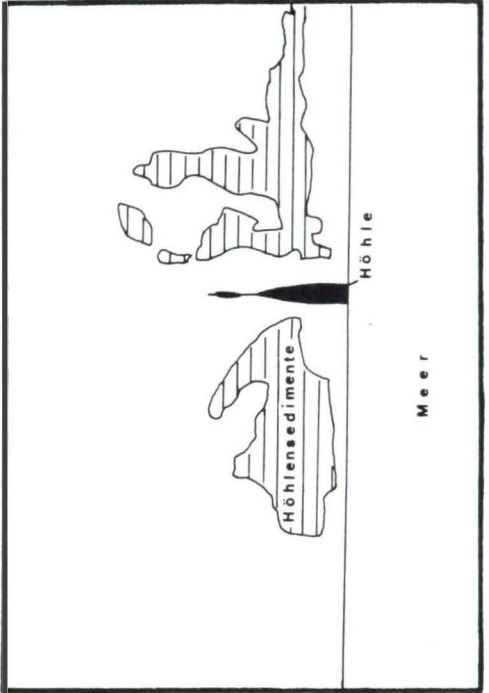


21

Tafel 7



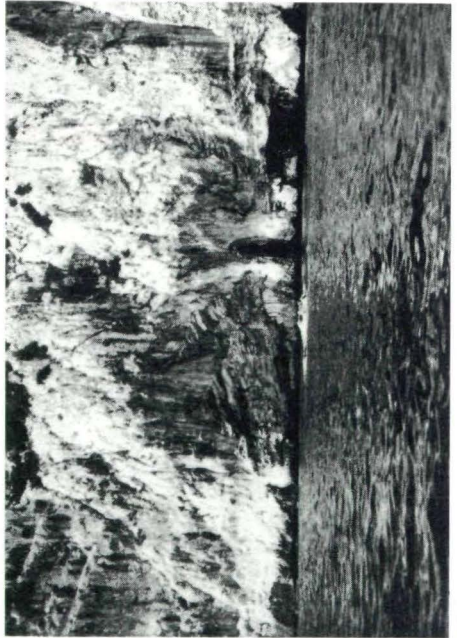
22



23



22



23

Korrekturen

S. 19, 20, 25 und 26 statt BerrasiumBerriasium

S. 19 und 20 statt Ophtalmidium und Nodophtalmidium

Ophthalmidium und Nodophthalmidium

S. 20, 3. Zeile von oben statt TeocholinaTrocholina

S. 25, 2. Zeile von unten statt ..säuresäume

Kurzfassungen von in Innsbruck fertiggestellten Dissertationen (1977-1979); Teil 2

(mit einzelnen Nachträgen)

Die geologische Neuaufnahme
des Karwendelgebirges und
seine tektonische Ausdeutung

von Gunther Heißel
(Innsbruck, 1977)

Von 1974 bis 1977 wurden große Teile des Karwendelgebirges (westliche Nördliche Kalkalpen, nördlich von Innsbruck, Tirol, Österreich) neu aufgenommen.

Gebundene (autochthone) Tektonik konnte nicht gefunden werden. Hingegen handelt es sich überall um sehr komplizierten Decken- und Schuppenbau.

Anstelle der bisherigen Zweigliederung des Gebirgsbaues des Karwendels in die tektonisch tiefere Lechtaldecke und die tektonisch höhere Inntaldecke tritt eine Mehrgliederung und eine Vielfalt einzelner Bauformen:

Die tiefste tektonische Einheit ist die LECHTALDECKE. Sie tritt nur im Nordkarwendel auf, im Südkarwendel ist sie nirgends abgeschlossen. Über der Lechtaldecke folgt eine Zone kompliziertesten Schuppenbaues, die sogenannte KARWENDELSCHUPPENZONE. Darüber liegt die durch Großfaltensysteme und bedeutende deckeninterne Bewegungsbahnen reich gegliederte INNTALDECKE.

Alle Einheiten (Decken und Schuppen) wurden von Süden nach Norden bewegt und übereinandergeschoben. Die Transportweite ist als groß (Kilometerbereich bis Zehnerkilometerbereich) bis teilweise sehr groß (Zehnerkilometerbereich bis Hunderterkilometerbereich) zu bezeichnen. Die Tektonik besitzt aber nicht nur überall weitreichenden, sondern auch tiefgreifenden Charakter. Dies kann u.a. durch die Vielzahl von Schürflingen und Schürflingszonen untermauert werden.

Die tektonische Südgrenze der Lechtaldecke ist im Bereich des Karwendels erstmals eindeutig festgelegt, ebenso wie die tektonische Umgrenzung der Inntaldecke erstmals als eindeutig angesehen werden muß.

Die einzelnen Einheiten (Lechtaldecke, Karwendelschuppenzone, Inntaldecke) sind teilweise durch ganz bestimmte, für sie charakteristische Bauformtypen gekennzeichnet.

Generell kann nicht von Faziesgebundenheit der Tektonik gesprochen werden, sieht man von einigen Schuppen der Karwendelschuppenzone ab, wo sich eine solche zuweilen andeutet bzw. erkennen läßt. Sowohl die Lechtaldecke als auch die Inntaldecke sind jedoch im Karwendel als Vielfaziesdecken zu bezeichnen. Ebenso repräsentiert die Karwendelschuppenzone insgesamt alle möglichen Faziesräume (Becken, Riff, Lagune; Ladin-Karn).

Die meisten Bewegungsbahnen (Deckengrenzen, Schuppengrenzen) liegen flach bis mittelsteil nach Süden geneigt. Die örtliche Steilstellung mancher Bewegungsbahnen, vor allem am Karwendelsüdrand, erfolgte durchwegs durch sehr bedeutende, nach der Deckentektonik erfolgte Aufschiebungen ober-mittel- und unterostalpiner Einheiten aus dem Süden über die oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen (Karwendel, ...). Dieser post-deckentektonische Aufschub bewirkte auch ein sekundäres Abtauchen aller nordkalkalpinen Einheiten (nicht nur im Karwendel) nach Süden.

Reliefüberschiebungen konnten im Arbeitsgebiet nirgends beobachtet werden.

Die Bezeichnungen Lechtaldecke und Inntaldecke als echte Decken im Sinne von O. AMPFERER, W. HEISSEL, A. TOLLMANN, ... sind im Karwendelgebirge vollkommen gerechtfertigt.

Die paläogeographischen Verhältnisse können aufgrund ihrer Kompliziertheit nur grob rekonstruiert werden. Es steht lediglich fest, daß (stark vereinfacht gesprochen) zwischen dem ehemaligen Ablagerungsraum der Lechtaldecke im Norden und der Inntaldecke im Süden der Ablagerungsraum der Schuppen der Karwendelschuppenzone anzuordnen ist. Eine reiche, bisher im Karwendel nicht gebührend beachtete Gliederung des ehemaligen Ablagerungsraumes des Geosynklinalmeeres in der Trias muß angenommen werden. So wurde beispielsweise der in der Mitteltrias vermutlich so reiche Wechsel von Wettersteinkalk-Riff-Lagunenfazies mit Partnachschichten-Beckenfazies (Partnachkanäle) bisher sehr unterschätzt.

Kurzfassungen von in Innsbruck fertiggestellten Dissertationen (1977-1979); Teil 2

(mit einzelnen Nachträgen)

Die geologische Neuaufnahme
des Karwendelgebirges und
seine tektonische Ausdeutung

von Gunther Heißel
(Innsbruck, 1977)

Von 1974 bis 1977 wurden große Teile des Karwendelgebirges (westliche Nördliche Kalkalpen, nördlich von Innsbruck, Tirol, Österreich) neu aufgenommen.

Gebundene (autochthone) Tektonik konnte nicht gefunden werden. Hingegen handelt es sich überall um sehr komplizierten Decken- und Schuppenbau.

Anstelle der bisherigen Zweigliederung des Gebirgsbaues des Karwendels in die tektonisch tiefere Lechtaldecke und die tektonisch höhere Inntaldecke tritt eine Mehrgliederung und eine Vielfalt einzelner Bauformen:

Die tiefste tektonische Einheit ist die LECHTALDECKE. Sie tritt nur im Nordkarwendel auf, im Südkarwendel ist sie nirgends abgeschlossen. Über der Lechtaldecke folgt eine Zone kompliziertesten Schuppenbaues, die sogenannte KARWENDELSCHUPPENZONE. Darüber liegt die durch Großfaltensysteme und bedeutende deckeninterne Bewegungsbahnen reich gegliederte INNTALDECKE.

Alle Einheiten (Decken und Schuppen) wurden von Süden nach Norden bewegt und übereinandergeschoben. Die Transportweite ist als groß (Kilometerbereich bis Zehnerkilometerbereich) bis teilweise sehr groß (Zehnerkilometerbereich bis Hunderterkilometerbereich) zu bezeichnen. Die Tektonik besitzt aber nicht nur überall weitreichenden, sondern auch tiefgreifenden Charakter. Dies kann u.a. durch die Vielzahl von Schürflingen und Schürflingszonen untermauert werden.

Die tektonische Südgrenze der Lechtaldecke ist im Bereich des Karwendels erstmals eindeutig festgelegt, ebenso wie die tektonische Umgrenzung der Inntaldecke erstmals als eindeutig angesehen werden muß.

Die einzelnen Einheiten (Lechtaldecke, Karwendelschuppenzone, Inntaldecke) sind teilweise durch ganz bestimmte, für sie charakteristische Bauformtypen gekennzeichnet.

Generell kann nicht von Faziesgebundenheit der Tektonik gesprochen werden, sieht man von einigen Schuppen der Karwendelschuppenzone ab, wo sich eine solche zuweilen andeutet bzw. erkennen läßt. Sowohl die Lechtaldecke als auch die Inntaldecke sind jedoch im Karwendel als Vielfaziesdecken zu bezeichnen. Ebenso repräsentiert die Karwendelschuppenzone insgesamt alle möglichen Faziesräume (Becken, Riff, Lagune; Ladin-Karn).

Die meisten Bewegungsbahnen (Deckengrenzen, Schuppengrenzen) liegen flach bis mittelsteil nach Süden geneigt. Die örtliche Steilstellung mancher Bewegungsbahnen, vor allem am Karwendelsüdrand, erfolgte durchwegs durch sehr bedeutende, nach der Deckentektonik erfolgte Aufschiebungen ober-mittel- und unterostalpinen Einheiten aus dem Süden über die oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen (Karwendel, ...). Dieser post-deckentektonische Aufschub bewirkte auch ein sekundäres Abtauchen aller nordkalkalpinen Einheiten (nicht nur im Karwendel) nach Süden.

Reliefüberschiebungen konnten im Arbeitsgebiet nirgends beobachtet werden.

Die Bezeichnungen Lechtaldecke und Inntaldecke als echte Decken im Sinne von O. AMPFERER, W. HEISSEL, A. TOLLMANN, ... sind im Karwendelgebirge vollkommen gerechtfertigt.

Die paläogeographischen Verhältnisse können aufgrund ihrer Kompliziertheit nur grob rekonstruiert werden. Es steht lediglich fest, daß (stark vereinfacht gesprochen) zwischen dem ehemaligen Ablagerungsraum der Lechtaldecke im Norden und der Inntaldecke im Süden der Ablagerungsraum der Schuppen der Karwendelschuppenzone anzuordnen ist. Eine reiche, bisher im Karwendel nicht gebührend beachtete Gliederung des ehemaligen Ablagerungsraumes des Geosynklinalmeeres in der Trias muß angenommen werden. So wurde beispielsweise der in der Mitteltrias vermutlich so reiche Wechsel von Wettersteinkalk-Riff-Lagunenfazies mit Partnachschichten-Beckenfazies (Partnachkanäle) bisher sehr unterschätzt.

Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus der Perm/Trias-Grenze im Nordwest- und Zentraliran

von Ali Rahimi-Yazd

(Innsbruck, 1977)

Zwei der vollkommensten Profile, die von der Sedimentation her betrachtet einen lückenlosen Übergang vom Oberperm zur Untertrias vermuten lassen, wurden mikrofaziell und speziell mikro-paläontologisch untersucht. Mit Hilfe der Mikrofaunen wurde der Beleg erbracht, daß es keine einschneidenden Sedimentationsunterbrechungen an der Perm/Trias-Wende gab.

Die relativ plötzlichen Fazieswechsel (besonders der Wechsel von Tief- zu Flachwasser) dürften demnach auf eine synsedimentäre Tektonik zurückgehen, ohne daß der Ablagerungsbereich außerhalb des marinen Milieus kam. Die mikrofaziellen Untersuchungen, die erstmals im Iran in diesem Zeitabschnitt durchgeführt wurden, erbrachten eine Untergliederung des Oberperm/Untertrias-Abschnittes in fünf Fazieseinheiten, die in sich wiederum in eine Reihe von Mikrofaziestypen untergliederbar sind.

Die enge Koppelung der Conodontenuntersuchungen mit der Mikrofaziesanalyse hat diese starke Faziesabhängigkeit bestimmter Conodontengattungen aufgezeigt. Dies war deshalb so wichtig, weil damit erstmals bewiesen werden konnte, daß jene Arten, denen man einen spezifischen Leitwert zusprach, bei ungünstiger Fazies oder starken Fazieschwankungen zu falschen stratigraphischen Einstufungen Anlaß geben.

Neben der Erklärung der faziellen Abhängigkeit der Conodonten wurde eine Reihe neuer Gattungen und Arten beschrieben und, wo nötig, wurden Revisionen durchgeführt.

Durch die sehr genaue morphologische Beschreibung der Conodonten war es möglich, neue Leitformen aufzustellen, die eine weltweite Korrelation erlauben. Einer besonderen Untersuchung wurden die Holothuriensklerite (über 10000 Exemplare) unterzogen. Im Zuge dieser Bearbeitungen wurden eine neue Familie, eine neue Gattung und 10 neue Arten aufgestellt. Die gute ortho-chronologische Einstufung, aber auch die günstige Korrelation mit den Conodonten hat es ermöglicht, auch einige Aussagen über die stratigraphische Verwertbarkeit der Holothuriensklerite im Oberperm zu treffen. Es konnten innerhalb des Dzhulfians vorerst acht Holothuriensklerit-Vergesellschaftungen festgestellt werden, die auch z.T. denjenigen im Profil von Kuh-e-Hambast bei Abadeh (1000 km Luftlinie entfernt) entsprechen. Damit sind die Holothuriensklerite im Oberperm stratigraphisch nahezu gleich gut verwertbar wie in der Trias, ganz im Gegensatz zum tieferen und mittleren Perm, wo ihnen bisher, ähnlich wie im Mississippian und Pennsylvanian, in stratigraphischer Hinsicht wenig Bedeutung zukommt. Bei den Foraminiferen waren die Großforaminiferen mit der Oberfamilie Fusulinacea vertreten, die Kleinforaminiferen mit verschiedenen Textulariina und Endothyracea. Ökologische Überlegungen zur Verbreitung der Foraminiferen wurden nur in ihrem gemeinsamen Vorkommen mit den anderen Biogenen angestellt.

Geologie der Marmolata (Westliche Dolomiten)

von Reinhard Exel
(Innsbruck, 1977)

Das Marmolata-Massiv (Westliche Dolomiten) wurde im Maßstab 1:10.000 geologisch neu aufgenommen.

Die Formationen dieses Bergmassivs reichen zeitlich vom oberen Perm (Bellerophonschichten) bis in die obere Trias (Cassianer Schichten) und bestehen vorwiegend aus Karbonatgesteinen. Hauptfelsbildner ist der größtenteils strukturlose, selten geschichtete, ladinisch-karnische Marmolatakalk. Am Nord- und Südrand des Massivs befinden sich Eruptivgesteine (im Norden vorwiegend Konglomerate der Marmolata, im Süden Pillowlaven und Pillowbreccien).

Neben dem klassischen Riffkonzept, welches P. LEONARDI für die sehr mächtigen, ladinisch-karnischen Karbonatmassive der Dolomiten (u.a. des Marmolata-Massivs) entwickelte, existiert neuerdings ein von P. CROS entwickeltes Sedimentationsschema für die Dolomiten, in dem die Dolomitenriffe als Karbonatplattformen (carbonate buildups) angesehen werden.

Vor allem in tektonischer Hinsicht ist das Marmolata-Massiv interessant. Es ist nach N geneigt und stellt eine Brachy-Antiklinale dar. Die Tektonik ist durch das Vorhandensein mehr oder weniger E-W-gerichteter Falten, Bruchfalten und Überschiebungen mit nach N einfallenden Achsenebenen bzw. Bewegungsbahnen charakterisiert. Außerdem existieren vier vertikale Hauptklustsysteme. Sehr komplizierte Verhältnisse herrschen an der Südseite der Marmolata (Contrintal, Ombrettapaß, Ombrettatal, I Negher, Pale dei Menin, Pizzo Guda). Entlang dieser Zone befinden sich mehrere Überschiebungen, welche die seit langem bekannte Schuppenstruktur bewirken.

Da sich auch im Bereich des ladinisch-karnischen Marmolatakalks selbst (Ombretta-Sasso Vernale-Massiv, Marmolata-Massiv, Pizzo Guda) mehrere Überschiebungen befinden, erscheint mir die Gesamtmächtigkeit des Marmolatakalks (über 1000 m an der Marmolata-SE-Wand) nicht unbedingt primär bedingt zu sein.

Eine von vielen Autoren angenommene Marmolata-Antiklinale existiert in Wirklichkeit nicht und ich schlage daher vor, diese Bezeichnung in Zukunft nicht mehr zu gebrauchen. Am SE-Rand der Marmolata befindet sich südlich der Forca-Überschiebung, welche die östliche Verlängerung der Marmolata-Überschiebung ist, die Pizzo-Guda-Überschiebung (neuer Name).

Die Eruptiva (Pillowlaven und Pillowbreccien), welche vom Ombrettapaß bis I Negher anzutreffen sind, lassen keine Faltenstrukturen erkennen und liegen vermutlich konkordant auf Marmolatakalk.

Um den großtektonischen Bau des Marmolata-Massivs zu deuten, sind mehrere Möglichkeiten gegeben:

1) Man kann davon ausgehen, daß die gesamte stratigraphische Abfolge des Marmolata-Massivs gefaltet ist und großräumig gesehen eine von N nach S verlaufende Folge von südvergenten Falten darstellt, die im Bereich der Marmolata-Südseite (Marmolata, Cime Ombretta) als Antiklinalen in Erscheinung treten, von denen jeweils nur die Nordflügel ausgeprägt sind. Dies hängt offensichtlich mit dem Vorhandensein von kompetenten und inkompetenten Gesteinen zusammen, die bei den Faltungsvorgängen unterschiedlich reagierten.

Der Vernelkamm und die Marmolata stellen demnach den nach S aufsteigenden Ast einer Antiklinale dar, die weiter im S keine Fortsetzung findet, weil ihr Kern (Werfener Schichten) entlang der weniger steil nach N einfallenden Schenkelebene abgesichert ist und heute im Sattel dieser Faltenstruktur zutage tritt. Dieser einseitige Antiklinalkomplex (Brachy-Antiklinale) liegt nun samt seinem Kern auf dem aufsteigenden Ast einer südlich anschließenden Antiklinale (Franzedas-Antiklinale), deren Südflügel ebenfalls nicht ausgeprägt ist.

2) Das Contrintal stellt eine Art Halbfenster dar, dessen Sedimente ein Gewölbe bilden, welches eine nach E eintauchende Achse besitzt. Der Antiklinalkern besteht vorwiegend aus Werfener Schichten mit kompliziertem internen Bau. Den Rahmen des Halbfensters bilden mächtige Karbonatgesteinsmassive. Im N sind dies der Collaccio, der Vernelkamm und die Marmolata, im S der Col Ombert und die Cime Ombretta. Es scheint sehr wahrscheinlich, daß sich der Antiklinalkern unter der Marmolata ostwärts fortsetzt und in Form der kleinen Schuppe von Werfener Schichten am Fuße des Pizzo Guda wieder sichtbar wird. Der Antiklinalkern selbst ist gefaltet, innerhalb der Falten verschuppt und südvergent. Die Streifen von Buchensteiner Schichten und Werfener Schichten im Contrinkal des Ombrettatales sind auf diese Weise zu erklären.

Die Marmolata-Überschiebung kann nach dieser Interpretation als Scheitelriß aufgefaßt werden. Ob der "Nordflügel" der Marmolata-Antiklinale wirklich der Nordflügel derselben ist, bleibt weiterhin fraglich.

Zur Mikropaläontologie und Sedimentologie der Kössener Schichten (Alpine Trias der Nördlichen Kalkalpen)

von Alexander Exarchos

(Innsbruck, 1977)

Im Vergleich zu den bereits von anderen Autoren bearbeiteten Kössener Schichten, wie etwa dem Profil der Typlokalität im Weißloferbach (URLICHS 1972, MOSTLER et al. 1977) sowie der Kössener in den Gailtaler Alpen (KÖHLER 1972) wurde eine Reihe von Profilen im Tirolikum der Osterhorngruppe sowie in der Achentaler Schubmasse der Lechtaldecke aufgenommen. (Testweise wurden auch einzelne Detailprofile innerhalb der Zlambachfazies studiert). Generell unterscheidet sich die Fazies nur wenig auf die relativ weite laterale Distanz der Profile. Als ein wesentliches Untersuchungsergebnis soll festgehalten werden, daß die Korallenkalke ohne Ausnahme auf den norischen Anteil der Kössener Schichten beschränkt sind. Bei diesen Korallenkalken handelt es sich um lateral lang anhaltende; fast ausschließlich aus Korallen aufgebaute Bankkalke, die durch einen hohen Anteil an tonigem Kalkschlamm gekennzeichnet sind. Zwischen ihnen und den Rhätoliassischen Riffkälken besteht keine Verbindung, wie dies bisher angenommen wurde (TOLLMANN 1976). Die charakteristische Kalk-Mergelwechsellagerung ist in allen Profilen feststellbar. Die Kalke lassen sich mikrofaziell in eine Reihe von Mikrofaziestypen aufgliedern. Der Hauptteil der Kalke wurde in einem bewegten bis z.T. stark bewegten marinen Bereich abgelagert; nur sein geringerer Teil läßt sich auf einen Kalkschlammfaziesbereich mit starker Bioturbation zurückführen.

Der Liegendbereich der Kössener Schichten ist noch eindeutig von Gezeitensedimenten beeinflusst, während der Hangendabschnitt stets einem subtidalen Bereich angehört, wobei sehr deutlich eine Zunahme der Wassertiefe gegen den Trias/Jura-Grenzbereich zu erkennen ist. Die Rhätoliasskalke stellen sehr typische Detrituskalke dar, die von Hochschwellen geschüttet wurden. Die Schüttungen lassen sich in allen Profilen nachweisen, schwanken aber stark in ihrer Mächtigkeit. Dort wo Enzesfelder Kalke diese überlagern, sind die Schuttkalke am mächtigsten, d.h. mächtige Schuttkalke werden von Schwellensedimenten (Echinodermatenkalke) im Lias überlagert; wo diese nur andeutungsweise vorhanden sind, beginnt der Lias mit Beckensedimenten (Liasfleckenmergel). Entgegengesetzt den vielen Schichtlücken zwischen Rhät und Lias bzw. in den basalen Liassedimenten, wie sie innerhalb der Lechtaldecke auftreten, dürfte es sich ausnahmslos an der Trias/Jura-Grenze im Bereich des Osterhorn-Tirolikums um eine geschlossene Sedimentation handeln.

Mit Hilfe der Mikrofauna, speziell mit Hilfe der Conodonten, gelang es sehr gut, den norischen Anteil der Kössener Schichten von dem des Rhät abzugrenzen. Die Holothuriensklerite dagegen lassen weder eine Abgrenzung von Nor und Rhät in diesem

Faziesbereich zu, noch liefern sie einen Beitrag zur Rhät/Lias-Grenze. Auch mit Hilfe von Echiniden-, Crinoiden- und Ophiuren-skelettelementen ist mit Ausnahme von *Ophioflabellum hessi* DONOFRIO & MOSTLER, das eine Nor/Rhät-Grenzziehung möglich macht, stratigraphisch wenig anzufangen.

Auch die sonst relativ gut verwertbaren Poriferenspiculae lassen nur eine grobe Grenzziehung zwischen Nor/Rhät bzw. Rhät/Lias zu.

Abschließend sei noch auf die relativ hohe Beteiligung von Asteridenskelettelementen hingewiesen, die erstmals sporadisch im Nor derselben Fazies auftreten.

Der geologische Bau des Wilden Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung

von Heinrich Wallner
(Innsbruck, 1977)

Eine umfangreiche Begehung sowie eine umfassende Luftbild- und Satellitenbilddauswertung lassen durch den Verfasser gewisse Korrekturen der bisherigen Annahmen über den geologischen Bau des Kaisergebirges zu. Die weit verbreitete Annahme der "autochthonen" Herkunft dieses Gebirges konnte aufgrund der erfolgten Untersuchungen nicht bestätigt werden. Vielmehr ergab sich die Ansicht, daß es sich um ein Gebirge mit "allochthoner" Herkunft handelt.

Einen weiteren Teil der Dissertation bildete die Aufnahme und mikropaläontologische Untersuchung von Profilen durch die Raibler Schichten. Hiezu kann gesagt werden, daß die Fauna mit der anderer untersuchter Raibler Schichten im großen übereinstimmt. Neu jedoch war der Fund von Asteridenskelettelementen, die nach der bisher gängigen Auffassung nur ab der höheren Obertrias anzutreffen waren.

Der geologische Bau des Zahmen Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung

von Erich Enichlmayr
(Innsbruck, 1977)

Die in der bisher erschienenen Literatur oft vertretene Ansicht, daß das Kaisergebirge "autochthoner" Herkunft sei, kann durch die vorliegende Arbeit in keinster Weise bestätigt werden. Vielmehr muß aufgrund einer Luftbild- und Satellitenbilddauswertung sowie einer sehr umfangreichen und gründlichen Begehung des Untersuchungsgebiets die Herkunft des Kaisergebirges als "allochthon" angenommen werden.

Die Aufnahme und mikropaläontologische Auswertung von drei Profilen durch die Raibler Schichten im Bereich des Zahnen Kaisers stellten neben der tektonischen Frage und der Hydrogeologie des Zahnen Kaisers einen weiteren Teil der Dissertation dar.

Zur Hydrologie muß bemerkt werden, daß sie aus verschiedensten Gründen nicht zur vollsten Zufriedenheit gelöst werden konnte.

Als bedeutendstes Ergebnis der mikropaläontologischen Untersuchungen kann der Fund von sicheren Asteridenskelettelementen aus dem Karn angesehen werden.

Geologie des Gebietes um Lindos und seine Verkarstung (Insel Rhodos - Griechenland)

von Panagiotis Georgiadis
(Innsbruck, 1978)

In der vorliegenden Arbeit war das Gebiet von Lindos auf der Insel Rhodos zu bearbeiten. Schwerpunkt war eine möglichst genaue Erfassung der Verkarstungserscheinungen und der damit zusammenhängenden Fragen.

Eingehende Geländeaufnahmen und Probenuntersuchungen wurden durchgeführt. Sie brachten folgende Ergebnisse:

a) Eine geologische Karte im Maßstab 1:25 000.

b) Die Bestätigung der Einstufung des Lindos-Kalkes ins Cenoman von R. POZZI - G. OROMBELLI (1967) durch die Vergesellschaftung von *Cuneolina paviona parva* H., *Nezzazata* cf. *simplex* OM., *Nummoloculina heimi* B. in einer ca. 40-42 m mächtigen, nicht kristallinen fossilhaltigen Schichtfolge im unteren Drittel des Massivs.

Außerdem wurde noch eine ca. 2 m mächtige, nicht kristalline fossilhaltige Schichtfolge festgestellt, die ca. 170 m höher liegt als die cenomane. Über sie können aber mangels an Leitfossilien oder leitenden Foraminiferen-Vergesellschaftungen keine stratigraphischen Aussagen gemacht werden.

c) Die Ansicht von R. POZZI (1970), daß die Lindos-Kalke auf den Flysch aufgeschoben seien, hat sich nicht bestätigt. Vielmehr deuten die Lagerungsverhältnisse auf eine transgressive Lagerung der Flyschsedimente auf den Lindos-Kalken hin oder Flysch ist entlang von Störungen (Absenkungen) mit den Kalken in Kontakt gekommen.

d) Die neogenen Ablagerungen, die auf der gesamten Insel bisher nur wenig untersucht worden sind, werden einzeln beschrieben. Außerdem konnte durch ihren petrographischen Charakter sowie durch die gelieferte Fauna eine stratigraphische Trennung vorgenommen werden.

Zur Mikropaläontologie der Buchensteiner Schichten in den
Südtiroler Dolomiten

von Gert-Ulrich Gasser
(Innsbruck, 1978)

Der Problemstellung entsprechend wurden 18 Profile der Buchensteiner Schichten auf ihre zeitliche Einstufung und die Aufgliederung der Beckenfazies hin untersucht.

Die Trias der Südalpen setzte mit der Transgression der Werfener Schichten (Tesero Oolith) über verschieden entwickeltem Perm ein. Die montenegrinische Phase, die sich am Locus Classicus durch Faltung äußerte, wirkte sich im oberen Anis in Form von Grabenbruchtektonik und begleitendem Vulkanismus aus.

Einzelne der bereits durch Bruchtektonik gekennzeichneten Räume wurden von rascher Subsidenz erfaßt, andere dagegen blieben zwischen den mobilen Bereichen als Hochzonen erhalten und bildeten so beste Voraussetzungen für den Aufbau von Riffkörpern. Basisbreccien weisen auf das rasche Absinken - im Westen stärker als im Osten - in diesem Bereich hin.

Die Werfener Schichten und als typische Plattform der Sarldolomit waren Ablagerungen eines sehr flachen, weit ausgedehnten Schelfbereichs, der im Laufe des höheren Anis bzw. tieferen Ladin stark zerbrochen wurde, wobei sich die ersten Beckenanlagen bildeten. Die Folge war die typisch heterope Fazies in den Südtiroler Dolomiten. Das Nebeneinander von Riff- und Beckenentwicklung einerseits, dem einsetzenden Vulkanismus andererseits, behinderte bzw. förderte je nach Intensität der Ereignisse die Sedimentation in der mittleren Trias.

Die Anis/Ladin-Grenze konnte mit Hilfe von Conodonten eindeutig festgestellt werden. Den durchwegs pelagischen Charakter lieferten typische Faunenvergesellschaftungen, die sich zum Teil auch bathymetrisch verwerten lassen. Die Grenze Fassan/Langobard war nur in drei Fällen mit Roveacriniden und Conodonten zu belegen.

Die Buchensteiner Schichten sind mitteltriadische Beckensedimente, die in die Zeit des höheren Anis und des Ladin fallen; genauer ausgedrückt begann die Entwicklung im Illyr und reichte bis ins Langobard. Die Hauptsedimentationszeit lag im Fassan. Die vulkanische Tätigkeit war mit diesen Ablagerungen eng verbunden, sie begann im Illyr und hielt über die Ablagerungszeit der Buchensteiner Schichten hinaus an. Einen Hinweis auf das Illyr gab die erste Pietra-verde-Lage im Profil Gadertal kurz nach der Basisbreccie, und die ersten Tufflagen im Profil Sobutsch. Ein weiterer Beleg für die Vorstellung, "daß die intermediär bis basischen Tuffe sowohl in den Südalpen als auch in den Gailtaler Alpen und Nördlichen Kalkalpen zur selben Zeit, nämlich im Illyr (trinodosus-Zone) eingesetzt haben" (BECHSTÄDT & MOSTLER 1974, S. 52).

Durch eine Reihe von Faktoren können die Buchensteiner Schichten von liegenden (Pragser bzw. Dontschichten) und hangenden Beckensedimenten (Wengener Schichten) unterschieden werden: Die Pragser bzw. Dontschichten (Äquivalente oberanisischer Beckenfazies) werden von den Buchensteiner Schichten durch fehlenden Vulkanismus, klastischen und terrestrischen Einfluß abgegrenzt. Eine landferne Flachwasserfazies, eine Beckenfazies, eine terrestrisch beeinflusste Diploporenfazies und eine küstennahe Flachwasserfazies werden unterschieden (vgl. BECHSTÄDT & BRANDNER 1970, S. 77).

Die Wengener Schichten zeigen flyschoiden Charakter (ladino-karnischer Pseudoflysch), der den Buchensteiner Schichten fehlt. Sie führen häufig Pflanzenreste (terrestrischer Einfluß) und sind durch Aufarbeitung und Schüttung vulkanischen Materials im tieferen Becken entstanden. Eine bunte Wechsellagerung von mergeligen, tonigen und sandigen Horizonten (polygene Sandsteine), Kalkareniten, Tuffen und Tuffiten ist für diese Ablagerungen typisch.

Beiden Formationen, im Liegenden und Hangenden, fehlt das massenhafte Vorkommen von Radiolarien, im Gegensatz zu den Buchensteiner Schichten.

Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg)

von Johann Angerer

(Innsbruck, 1978)

Wegen der relativen Fossilarmut konnten für die postvariszische Sedimentabfolge des Oberostalpins im Montafon in Vorarlberg sichere stratigraphische Angaben nur mit Vorbehalt getroffen werden. Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt vielmehr in der lithostratigraphischen Untergliederung. Die sedimentologische Untersuchungen ergaben eine in das Oberkarbon zu stellende Transgression über den retrograd metamorphen variszischen Untergrund nach einer tektonischen Hebung des Hinterlandes bzw. einer Absenkung des Sedimentareals. Das entstandene Relief wird mittels fluviatiler Schüttungen eingeebnet und es kommt noch im Oberkarbon zu einer kurzfristigen marinen Ingression, die durch Foraminiferen nachgewiesen werden konnte. Ab der Grenze Oberkarbon-Unterperm dürfte es infolge des Einsetzens arider klimatischer Bedingungen zur Ablagerung von Rotschichten gekommen sein. Diese Rotschichten zeigen bis in das Skyth fast durchgehend fluviatilen Sedimentationscharakter, lediglich im Unterperm erfolgte wiederum eine kurzfristige marine Ingression, die durch das Auftreten von Foraminiferen gesichert ist. Die mikrofaziellen Untersuchungen ergaben Flachstwasserbedingungen für die marine Sedimentation. Im Unterperm fanden noch drei zeitlich voneinander trennbare vulkanische Ergüsse statt, wobei es sich beim zweiten und dritten vulkanischen Ereignis zum Teil um Glutwolkenabsätze handelt. Als Aufstiegsbahnen für die sauren Vulkanite, die nach den chemischen Analysen überwiegend

als Rhyodacite anzusprechen sind, dienten wahrscheinlich die tiefgreifenden Bruchstrukturen der postvariszischen synsedimentären Bruchtektonik.

Im Oberperm kam es erneut zu stärkeren Vertikalverstellungen zwischen Hinterland und Sedimentationsareal, und damit verbunden zur Aufarbeitung bereits deponierter postvariszischer Sedimente, während sich bisher die klastischen Bestandteile nur aus dem kristallinen Untergrund und ab dem Einsetzen des Vulkanismus auch von Abtragungsprodukten desselben zusammensetzten.

Im Oberperm/Skyth endet die Rotsedimentation mit dem Einsetzen von weißen Quarziten, die wahrscheinlich litoralen Bildungsbedingungen zuzuordnen sind, und somit der kontinental-klastischen Abfolge ein Ende setzen. Hier dürfte nach dem geotektonischen Modell von KRULL & PAECH auch der Übergang vom vorher bestehenden Molassestadium zum Tafelentwicklungsstadium liegen, wobei dieses Tafelentwicklungsstadium nur sehr kurzfristig bis in das Anis existierte, wo es dann zur Bildung der alpinen Geosynklinale kam.

Geologische Untersuchungen im Raum Viehhofen-Zell am See
(Nördliche Grauwackenzone, Salzburg) unter besonderer
Berücksichtigung der Vulkanite und der Vererzungen

von Anton Aichhorn
(Innsbruck, 1978)

Im Bereich Viehhofen-Zell/See-Thumersbach wurde eine geologisch-tektonische Detailkartierung im Maßstab 1:10 000 durchgeführt. Dabei wurde der Komplex der Tieferen Wildschönauer Schiefer in Subgrauwacken unterschiedlicher Korngrößen, "Serizit"-Schiefer und Laminierte Schiefer untergliedert und die basischen Vulkanite als Laven und Gänge ausgeschieden. Auch konnte dabei aufgezeigt werden, daß die Anlage der Zeller Furche aus keinen großräumigen tektonischen Verstellungen resultiert, da der östlich derselben bereits bekannte Sattel- und Muldenbau sich, über diese hinweggreifend, auch westlich davon fortsetzt.

Die Ergebnisse aus der gemeinsam mit COLINS, HOSCHEK & MOSTLER durchgeführten petrographischen und geochemischen Bearbeitungen der Vulkanite lassen für diese die geotektonische Förderposition eines initialen Riftsystems im Stadium beginnender Bildung ozeanischer Kruste annehmen. Der Ablagerungsraum der Nördlichen Grauwackenzone ist somit als ein Arm einer triple-junction zu sehen, dessen Entwicklung im Zuge der fortschreitenden kaledonischen Plattenbewegungen frühzeitig zum Stillstand kam. Der auf indirektem Weg vorgenommene Versuch einer zeitlichen Einstufung ergab, daß diese Entwicklung den Zeitraum vom obersten Kambrium bis ins oberste Ordovizium in Anspruch genommen haben dürfte.

Die letzte metamorphe Überprägung der Gesteine der Grauwackenzone ist aufgrund des aktuellen Mineralbestands der Vulkanite dem low grade stage nach WINKLER zuzuordnen.

Gewisse Anzeichen deuten aber auf mindestens e i n e vorangegangene, höhergradige Metamorphose hin.

Die Ursache des heterogenen Aufbaus der Tieferen Wildschönauer Schiefer ist in bodennahen Strömungen und tektonischen Unruhen des Sedimentationsraumes zu sehen. Dunkle, "graphitoide" Glieder, wie sie vorwiegend in den Laminierten Schiefen auftreten, sind Anzeichen eines reduzierenden Milieus im frisch abgelagerten Sediment, wodurch auch die frühdiagenetische Bildung der vielfach gehäuft auftretenden Pyritsphären begünstigt wurde.

Von den im Arbeitsgebiet bekannten Erzlagerstätten wurde der streng an die pillow-Laven gebundenen Pb-Zn-Cu-Vererzung, die auch in mehreren, bisher nicht bekannten Vorkommen angetroffen werden konnte, besonderes Augenmerk zugewandt.

Sie ist einem mit dem Vulkanismus in engem Zusammenhang stehendem Aufstieg von Erzlösungen aus tieferen Krustenstockwerken zuzuschreiben, wobei dieser Vererzungstyp einen signifikanten Begleiter von Riftrücken-Basalten darstellt.

Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg)

von Wolfgang Leichtfried

(Innsbruck, 1978)

Gegenstand des oben genannten Dissertationsthemas war die Untersuchung permoskythischer Sedimente und der diesen zwischengelagerten Vulkanite im Rellstal (Montafon, Vorarlberg).

Mittels lithostratigraphischer Arbeitsmethoden konnten die im Untersuchungsgebiet anfallenden Klastika in 7 Serien aufgegliedert werden, wobei diese Serien zugleich Faziesseinheiten entsprechen. Größtenteils werden die permoskythischen Sedimente durch Rotschichten vertreten.

Die liegendste Serie wird durch die Transgressionsserie des Verspeller repräsentiert. Bei ihr handelt es sich um Bildungen alluvialer Schuttfächer. Sie wird von der karbonatreichen und der karbonatarmen Tonschieferserie überlagert. Diese beiden Serien gelangten auf beckenwärtigen, playa-artigen Ebenen zur Ablagerung. Der karbonatreichen Tonschieferserie sind drei Vulkanitlagen zwischengeschaltet, wobei die obere und die untere Vulkanitlage durch Quarzporphyre repräsentiert werden, während die mittlere Vulkanitlage durch Ignimbrite vertreten wird. Diesen kommt wegen ihrer disseminierten Kupfervererzung eine besondere Bedeutung zu.

Auf die beiden Tonschieferserien folgt die Serie der petromikten Orthokonglomerate, welche dem fluviatilen Milieu (mäandrierende Flußsysteme) zugeordnet werden konnten. Die nächst jüngere Serie ist dann die Serie der mürben Sandsteine, welche das Produkt alluvialer Schuttfächer darstellen. Diese Serie wieder wird von der Serie der feldspatführenden Arenite überlagert, welche als

Bildungen mäandrierender Flüsse identifiziert werden konnten. Mit dieser Serie endet die Rotsedimentation, die durch die festländische Verwitterung und Abtragung des variszischen Rumpfgebirges gekennzeichnet war, und es erfolgt ein markanter Wechsel in den Ablagerungsbedingungen: Die Serie der Hangendquarzite nämlich, bei der es sich um die relativ jüngste Serie handelt, ist als Bildung analog zu Ablagerungsbedingungen eines Epikontinentalmeeres anzusprechen.

Wegen des Fehlens stratigraphisch verwertbarer Fossilien ist die Aufeinanderfolge der oben angeführten Serien als eine relative bzw. prostratigraphische aufzufassen. Grobstratigraphisch lassen sich nur die Vulkanite und die Serie der Hangendquarzite verwenden. Der Quarzporphyrvulkanismus ist der saalischen Phase der variszischen Gebirgsbildung zuzuordnen. Die Hangendquarzite sind das Ergebnis der eotriassischen Transgression (oberstes Perm/Skyth).

Zur Geologie des Spannagelhöhlensystems und dessen näherer Umgebung (Zillertal, Tirol)

von Ernest Jacoby
(Innsbruck, 1978)

Das Spannagelhöhlensystem befindet sich im jurassischen Hochstegenkalkmarmor der Schieferhülle des westlichen Tauernfensters (westlicher Tuxerhauptkamm, Tirol). Es besteht aus der Höhle beim Spannagelhaus (2521 m ü.d.M.) und der Spannagelmündungshöhle (1980 m ü.d.M.) und erstreckt sich südlich von Hintertux (1500 m ü.d.M.) im Tuxertal, einem Seitental des Zillertales, unterhalb des vom Olperer (3476 m ü.d.M.) kommenden Gletschers (Gefrorne-Wand-Kees). Das gesamte Gebiet südlich von Hintertux bis zum Gefrorenen-Wand-Kees ist zur Zeit mit 16 katastermäßig erfaßten Höhlen Tirols höhlenreichstes Gebiet, und die Höhle beim Spannagelhaus ist mit einer derzeitigen Gesamtlänge von ca. 2000 m und einem Gesamthöhenunterschied von ca. 240 m die längste und tiefste Höhle von Tirol.

Die Hauptursache, daß sich diese Höhlen sowie weitere Karsterscheinungen (Karren, Dolinen und unterirdische Entwässerung) im Hochstegenkalkmarmor (über 90% Gesamtkarbonatgehalt) befinden, ist auf die spezielle Tektonik des Gebietes zurückzuführen. Das Ausmaß der Höhlen ist hauptsächlich durch Gletscherschmelzwasser bedingt, wobei jedoch eine primäre Korrosion die Klüfte und Fugen zu Spalten erweitert hat. Die für das im Gebiet herrschende hochalpine Klima relativ intensive Sinterbildung ist höchstwahrscheinlich während der postglazialen Warmzeit entstanden und ist auch zur Zeit noch teilweise aktiv.

Das Spannagelhöhlensystem ist geologisch sehr jung - kaum älter als präwürm - und ist höchstwahrscheinlich erst sub- bis postglazial nach der Würmvereisung entstanden. Die Tuxbachklamm sowie die Schraubenfallhöhle, die nicht in genetischem Zusammen-

hang mit dem Spannagelhöhlensystem stehen, sind ziemlich sicher nach der Würmvereisung entstanden. Der Hochstegenkalkmarmor ist über das kartierte Gebiet hinaus als sehr verkarstungsfähiges Gestein zu berücksichtigen.

Die jungtertiären bis pleistozänen Ablagerungen im Nordosten
der Insel Rhodos (Griechenland)

von Barbara Poporou
(Innsbruck, 1978)

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den plio-pleistozänen Ablagerungen im Nordosten der Insel Rhodos. Sie hat zum Ziel, einen Überblick über die Fauna dieser Sedimente zu geben und die Möglichkeit, eine stratigraphische Gliederung mit Hilfe von benthonischen und planktonischen Foraminiferen zu prüfen.

An den Anfang der Untersuchungen werden Beobachtungen über die Geologie von Rhodos gestellt. Die einzelnen Schichten, aus denen die untersuchten Schlammproben entnommen wurden, werden beschrieben. Nach den Foraminiferenbestimmungen sind Pliozängesteine im Norden und Osten der Insel weit verbreitet. Das ältere Pleistozän ist vielleicht durch Kalke, sicher durch Sandsteine, Sande, Tone und Mergel vertreten.

Bei den Foraminiferen entspricht der planktonische Anteil quantitativ weniger dem benthonischen. Die meisten der bestimmten planktonischen Arten leben heute in Breiten, die den gemäßigten bis subtropischen Klimazonen angehören.

Bemerkenswert ist hier vor allem das Erscheinen von *Hyalinea balthica* und *Globigerina calida*. Erstere Art ist unsicher, ob Plio-Pleistozän, die zweite Art (*Gl. calida*) ist sicher Pleistozän.

Bei den Megafossilien stellt M. ZACCARIA (1968) nach Untersuchungen im NE-Teil von Rhodos die Arten *Pecten jacobaeus* und *Chlamys (Peplum) inflexa* ins Pleistozän. Die Frage der Grenzsicherung Plio-Pleistozän bleibt damit nach wie vor offen.

Im systematischen Teil der Arbeit werden 69 Arten benthonischer und planktonischer Foraminiferen behandelt; zusätzlich konnten acht Formen nur gattungsmäßig bestimmt werden.

Bei allen Arten wird eine ausführliche Synonymaliste angeführt.

Eine Beschreibung der Gehäuse, Bemerkungen über Unterschiede zu ähnlichen Formen, Angaben über die Größe und Tabellen der Häufigkeit der angeführten Foraminiferen werden gegeben.

Der größte Teil der bestimmten Arten wird abgebildet.

Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im
Klostertal (Vorarlberg)

von Georgios Petridis

(Innsbruck, 1978)

Die Grundlage der Rohstoffkartierung bildet die Erstellung einer geologischen Karte. Es wurde besonders auf die genaue Abgrenzung anstehender Fels- und Lockermassen Wert gelegt.

Auf stratigraphische Probleme konnte nicht eingegangen werden. Die Unterscheidung der Gesteine erfolgte stets rein lithologisch. Die durch die Kartierung gewonnenen Ergebnisse erlauben ein zum Teil neuartiges Bild der tektonischen Verhältnisse (Falten- und Schuppenbau, große Überschiebungsweiten). Gefügekundliche Arbeitsmethoden wurden bei tektonischen Detailfragen zur Hilfe gezogen. Weiters wurden in den Gesteinen des Alpenen Muschelkalles bis einschließlich im Hauptdolomit Profile aufgenommen und petrographische und geochemische Analysen durchgeführt.

Die Ergebnisse sind besonders für die Zementindustrie von großer Bedeutung, denn es zeigt sich, daß im Klostertal anstehende kalkalpine Gesteinseinheiten sehr wohl als Zementrohstoffe geeignet wären. Dies bezieht sich nur auf die geochemisch-mineralogische Eignung. Es wurde auf der Basis der geologischen Kartierung und der petrographischen und geochemischen Analysen aufbauend eine Rohstoffkarte angefertigt. Für die Beurteilung von Gefahrenzonen war die genaue Beschreibung und Systematisierung der Wildbäche und Beschreibung der Rutschungen, Sackungen und Bergstürze wichtig.

Die Lockermassen des Arbeitsgebietes wurden einer genauen Kartierung unterzogen, weiters die Kubaturen berechnet. Im Labor wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Die dabei gewonnenen Ergebnisse sind für den Bau der Arlbergstraße (Schotterentnahme) von Bedeutung.

Schließlich wurde eine hydrogeologische Karte erstellt, die sämtliche Quellen des Arbeitsgebietes aufzeigt.

Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus
der Perm/Triasgrenze in Nordiran (Zentralelburz)

von Mohsen Lessani

(Innsbruck, 1979)

Im Zuge der am Institut laufenden weltweiten Untersuchungen, die Perm/Triasgrenze betreffend, wurden im Anschluß an die wahrscheinlich einzigen lückenlosen Profile der Welt im Raum Abadeh und Dzhulfa (Zentral- und Nordostpersien), denen eine eigene Dissertation gewidmet war, nun auch die in verschiedenen Gebie-

ten Persiens auftretenden oberpermischen und untertriadischen Schichtfolgen einer feinstratigraphischen Analyse unterzogen.

Vor allem ging es darum, die Sedimentationslücken aufzuzeigen, die sich nicht immer in Form von Verwitterungshorizonten (Laterite, Bauxite) zu erkennen geben, sondern auch jene zu erfassen, die weder durch Erosionsdiskordanzen, vor allem bedingt durch Verkarstung und ähnliche Erscheinungen, noch durch Winkeldiskordanzen gekennzeichnet sind.

Als Hauptuntersuchungsergebnis hat sich herausgestellt, daß die stärksten Sedimentationsunterbrechungen während des Oberperms ablaufen, die Perm/Triasgrenze hingegen doch eine relativ kontinuierliche Sedimentation in Flachwasser aufweist. Der Fazieswechsel allerdings ist an der Perm/Triasgrenze deutlich ausgeprägt, wobei vor allem der Biogenreichtum unmittelbar vor Einsetzen der Trias rapid zurückgeht, eine Erscheinung, die auch bei den Bellerophonschichten der Südalpen völlig analog auftritt.

Die Schichtlücken innerhalb der Trias stellen sich erst am Ende der Untertrias, in den meisten Fällen im tieferen Teil der Mitteltrias ein; Obertrias fehlt, könnte aber im basalen Teil der Shemshak-Formation im Rang des höheren Rhäts, die transgressiv über die tiefe Mitteltrias einsetzt, enthalten sein.

Mit dem erstmaligen Nachweis einer "echten Werfener Fazies" (faziell und faunistisch völlig mit den südalpinen Werfern übereinstimmend) in Persien gelang es nun, die Werfener Schelffazies mit einigen Unterbrechungen bis nach Persien zu verfolgen.

Das Oberperm und Unterskyth wurden in mehrere mikrofazielle Typen aufgegliedert, wobei jeder dieser Typen eine Ausdeutung hinsichtlich der Ablagerungsbedingungen erfuhr. Die mit diesen Untersuchungen einhergehende mikrofaunistische Analyse hat, abgesehen von der stratigraphischen Verwertbarkeit, auch eine Reihe palökologischer Probleme einer Lösung nähergebracht und zum Teil entscheidend zur Abklärung einiger entwicklungsgeschichtlicher Fragen beigetragen. Im Vordergrund standen Conodontenuntersuchungen, die durch jene von Holothurien ergänzt wurden.

Verkarstung der Kalkgebiete im Golfo di Orosei, Sardinien

von Axel Mahler

(Innsbruck, 1979)

Die Arbeit befaßt sich mit der Verkarstung der Kalkgebiete des östlichen Sardiniens im Golfo di Orosei. Neben einigen kleinen isolierten Kalkbergen liegen hier zwei große Kalkkomplexe, die zusammen ca. 500 Quadratkilometer umfassen. Der östliche Kalkkomplex wird vom Meer begrenzt, im Westen trennt ihn ein mehrere Kilometer breites Tal vom zweiten Kalkgebirge.

Die Abfolge der mesozoischen Karbonate beginnt mit meist dolomi-

tischem Dogger und erreicht ihre größte Mächtigkeit im Malm, während Kreide nur stellenweise ausgebildet ist. Das germanotyp beanspruchte Mesozoikum transgredierte über paläozoische, zuletzt bei der variszischen Orogenese gefaltete und granitisierte Gesteine. Im ausgehenden Pliozän durchdrangen Basalte das östliche Kalkgebirge.

Bei der oberflächlichen Verkarstung wurden gesteinsaufbauorientierte Karsterscheinungen von oberflächenorientierten Karsterscheinungen unterschieden.

Die gesteinsaufbauorientierten Karstformen sind vorwiegend an tektonisch geöffneten Klüften und Bankungsfugen angelegt. Kluftkarren, Pitkarren, Trenches, Split-Groovekarren und Mikrokarren sind die typischen Formen. Unterschiede in Chemismus und Porosität des Kalkgesteins führen zu Karren, die als Groovekarren bezeichnet werden.

Oberflächenorientierte Karstformen werden durch anorganische und biologische Verkarstung hervorgerufen. Die anorganischen Karren bilden ihren Formenschatz unabhängig von dem Gesteinsaufbau aus.

Die wichtigsten Formen sind Rillen- und Rinnenkarren. Auch die biologische Verkarstung ist oberflächenorientiert. Durch endolithische Organismen, vorwiegend Flechten, wird das Kalkgestein korrodiert. Dieser angelöste Kalk wird von Gastropoden beim Abweiden der zu den endolithischen Flechten gehörenden Algen abgeraspelt. Als Formen entstehen Rock Pools und Napfkarren.

Neben Dolinen und ähnlichen kluftorientierten Karsterscheinungen treten karähnliche Halbtrichter als eigene morphologische Karstgroßform auf.

Die unterirdische Verkarstung ist gesteinsaufbauorientiert. Höhlengänge sind meist an großen Klüften oder entlang der Transgression der mesozoischen Kalke über variszischen Granit angelegt.

Pliozäne Basalte überdecken stellenweise die verkarsteten mesozoischen Kalke. In die Hohlräume der Grotta del Bue Marino sind Basalte eingedrungen und dort erstarrt. Die Basalte in der Höhle zeigen Karrenformen, die auf Erosion zurückgehen.

Die mesozoischen Kalke sind im oberen Malm als Riffe entwickelt. Hier bildeten sich Spalten, die Ansätze von Verkarstung zeigen. Diese Spalten wurden von marinen Sedimenten ausgefüllt, die aus dem Jura stammen, so daß auch die Spaltenbildung und die Ansätze der Verkarstung in diese Zeit fallen.

Infolge einer starken Bruchtektonik, die mit dem angehenden Eozän eingeleitet wurde, und von nun an in mehreren tektonischen Phasen aktiviert wurde, kam es zu einer sehr ausgeprägten Verkarstung, die bis heute andauert.

Während der großen Regression im Tyrrenischen Becken an der

Wende Miozän/Pliozän begann sich durch Eintiefen der Flußtäler und der breiten Granitsenke zwischen den beiden Kalkkomplexen die heutige Morphologie abzuzeichnen. Eine lebhafteste Verkarstung war bereits vor der Regression im Gang.

Am Ende der Regression, vor ca. 3 Millionen Jahren, ergossen sich Basalte über die verkarsteten mesozoischen Kalke. Zahlreiche, heute noch aktive Höhlensysteme waren bereits damals vorhanden.

In den wahrscheinlich nacheozänen Karsthohlräumen wurden Sedimente terrigenen Ursprungs abgelagert. Neben kalkigen Höhlensedimenten treten allochthone Sedimente silikatischen Ursprungs auf. Als Liefergebiet dienten die vom Mesozoikum transgressiv überlagerten variszischen Granite. Auch Roterden mit Tonmineralien und Karsterzen, die sich während feuchter Klimaphasen aus silikatischem Material bildeten, liegen in zahlreichen Karstspalten und Höhlen.

Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im Außermtafon und Silbertal (Vorarlberg)

von Sándor Bertha
(Innsbruck, 1979)

In geologischer Hinsicht befindet sich das Arbeitsgebiet im Bereich der Sedimentgesteine der Nördlichen Kalkalpen, wobei Gesteine der Trias weitaus vorherrschen. Nach Süden anschließend folgen als nächste größere Zone metamorphe Schiefer, bestehend aus Feldspatknottengneisen, Glimmerschiefern und vereinzelt aus Muskowitgranitgneisen, die als Phyllitgneiszone (-decke) bezeichnet werden. Es handelt sich um retrograd metamorphes Altkristallin.

An diese metamorphe Phyllitgneiszone schließt sich entlang deren Südrand das Altkristallin der Silvrettadecke mit ebenfalls metamorphen Gesteinen an. An der Überschiebungsbahn derselben sind die Gesteine mylonitisch, stellenweise sogar ultramylonitisch.

Auf ihre Eignung als Rohstoffe wurden nur die kalkalpinen Gesteine und deren Verwitterungsbildungen untersucht.

Das Ergebnis dieser Analysen ist die Feststellung, wonach unter diesen Fest- und Lockergesteinen des Außermtafons sicher solche sind, die als Rohstoffe besonders im Straßenbau Verwendung finden können.

Sie sind auch in entsprechend großen Mengen vorhanden.

Es muß aber betont werden, daß besonders in den Lockergesteinen Gips in unterschiedlichen Mengen auftreten kann und daß auch ein vorhandener höherer Tongehalt die Rohstoffqualität herabsetzt.

Die vorliegenden Ergebnisse können daher nur als Übersicht die-

nen und müßten von Fall zu Fall durch Sonderuntersuchungen ergänzt werden.

Die Gefahrenbereiche wurden in dieser Arbeit ebenfalls untersucht. Abgesehen von Schneelawinen und örtlicher Bergsturzgefahr sind die meisten Gefahrenherde an Wildbächen und an durch diese abgelagerten Schuttkegel gebunden.

Trotzdem zeigt sich auch im Montafon, wie auch sonst in den Alpentälern, daß die alten Siedlungsgebiete durchwegs gerade auf Schuttkegeln liegen, d.h., daß die sicher sehr naturverbundenen "Ur"-Einwohner gerade solche als sichere Standorte angesehen haben. Eine Einstufung dieser uralten Siedlungsräume in Gefahrenzonen von heute steht damit in Widerspruch zu solch alten Erfahrungsgrundsätzen.

Im Arbeitsgebiet sind jedoch die meisten der Gefahrenherde bereits verbaut oder ist ihre Verbauung in naher Zukunft geplant.

Eine absolute Sicherung gegen nicht vorhersehbare Ereignisse, die durch extreme klimatische Bedingungen und andere Ursachen, auch durch den modernen Menschen selbst, hervorgerufen werden können, ist kaum möglich.

Zur Mikrofazies der oberen Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten

von Adelbert H.B. Niemeyer
(Innsbruck, 1979)

Im Bereich der Südtiroler Dolomiten wurden an Hand von fünf Profilen die "oberen" Werfener Schichten sedimentologisch bearbeitet.

Im Gelände wurden auffallende Schichtglieder wie energiereiche, mit Sedimentstrukturen versehene und klastisch beeinflusste Sedimente zu einem Korrelationsversuch herangezogen.

Aus den kalkigen Serien konnten acht Mikrofaziestypen erstellt werden, die man grob gliedern kann in schlammig-kalkige Mergel aus ruhigem Sedimentationsmilieu, Fossilschuttkalke und Oolithe aus Ablagerungsbereichen mit hoher Strömungsenergie, kalkig gebundene Silt- und Sandsteine, die den starken Landeinfluß widerspiegeln und zuletzt Dismikrite, die einem evaporitischen Milieu entstammen. Weitere Rückschlüsse auf Strömungsenergie können aus einigen Detailbeschreibungen der Mikrofazies gezogen werden. Erosionshorizonte, autochthone und allochthone Muschelpflaster sowie Sequenzbereiche und Sedimentstrukturen deuten auf unterschiedliche Strömungsinensität. Das Auftreten von Tempestiten ist wahrscheinlich.

Bleiglanzvererzungen in pyritreichen Sedimenten weisen auf ein reduzierendes Milieu hin, wobei das Blei möglicherweise aus aufgearbeiteten permischen Quarzporphyren stammen könnte. Mit den nur an wenigen Punkten gefundenen Conodonten kann man die bearbeiteten oberen Werfener Schichten größtenteils zur

vierten von STAESCHE (1964) geforderten Conodontenzone stellen, wobei deren höchster Abschnitt mit *Polygnathus gardenae* belegt werden konnte. In einem einzigen Fall wurde mit dem Fund von *Hadrodontina aequabilis* die dritte Conodontenzone angeschnitten. Das Massenaufreten der Conodonten, oft in Verbindung mit Ophiurenenskelettelementen, wird auf Frachtsonderung zurückgeführt. *Spirorbis phlyctaena* ist reichlich vertreten und wurde deshalb auf ihre Verbreitung hin untersucht.

Die im Werfener Flachschelfmeer entstandenen Sedimente entstammen dem subtidalen Bereich in Verbindung mit einem ausgeprägten Relief des Meeresbodens. In wannenförmigen Vertiefungen bildeten sich schlammige Sedimente, während Fossilschutt und Oolithe auf strömungsintensivere Hochlagen hinweisen. Nur regional verbreitete Evaporite deuten auf Sedimentationsbereiche, die möglicherweise durch Ooidsanddünen von der Wasserzirkulation abgeschlossen waren.

Massenbewegungen an Wildbächen in Osttirol
(Eine ingenieurgeologische Analyse im Raum
der nördlichen Schobergruppe)

von Heinrich Winkler
(Innsbruck, 1979)

Voraussetzung für die Bearbeitung von Massenbewegungen im Raum von Kals am Großglockner war eine geologische Kartierung im Maßstab 1:10 000, die weit über das eigentliche Einzugsgebiet der Massenbewegungen des Lesachtalbereiches hinausging. Den Schwerpunkt der Arbeit bildete der Talzus Schub am Lesachbach. Über diesen Schwerpunkt hinaus wurden alle ingenieurgeologisch wichtigen Parameter erfaßt und in einer Erosions- bzw. geotektonischen Karte im selben Maßstab dargestellt. Für den Schwerpunkt "Talzus Schub" wurde ein Überblick über die bisherige Literatur zusammengestellt, womit der Rahmen für die Bearbeitung des Talzuschubes am Lesachbach gegeben war. Der Talzus Schub am Lesachbach besitzt eine Länge von 2250 m, eine Breite von 1050 m, eine Höhe von 660 m, eine Tiefe bis etwa 200 m und eine Gesamtmasse von 100 Mio. m³. Im Hangenden ist seine listrische Abrißfläche auf der westlichen Seite an das Streichen der weichen Glimmerschiefer angelehnt, der zentrale und östliche Teil hat sich vom Anstehenden losgelöst. Im Liegenden dürfte eine Sackung infolge glazialer U-Talbildung auslösendes Moment gewesen sein, wodurch sich der hangende Bereich bis heute um etwa 250 m abgesetzt hat. Die Basis des Talzuschubes hat bei dieser Bewegung den Lesachbach im Meterzehnerbereich überfahren, so daß das Bachbett angehoben und zum Gegenhang gedrängt wurde. Das in diesem Bereich völlig aufgelöste Talzus Schubmaterial bildet dabei eine erosionsanfällige, nicht verbaubare Bachsohle samt weitreichenden Uferanbrüchen. Der großräumige Talzus Schub am Lesachbach wurde einer geologischen, tektonischen und felsme-

chanischen Analyse unterzogen (Erfassung physikalischer Parameter, tektonische Analyse in Form von Gefügediagrammen dargestellt, bodenmechanischen Untersuchungen des völlig aufgelösten Talzuschubmaterials sowie hydrogeologische Einflüsse und Berechnung einer Massenbilanz). Daraus ergaben sich folgende wichtige Teilaspekte wie eine gesteins- und Korngrößenunabhängige (zwischen Glimmerschiefer und Hornblendeglimmerschiefer) gleichbleibende Scherfestigkeit, im Basisbereich infolge stärkerer Durchbewegung mehr Feinkornanteile und eine wesentlich geringere Wasserdurchlässigkeit. Weiters ist mit der Auflockerung eine Volumszunahme der Talzuschubmassen und ein Porenvolumen des Talzuschubmaterials von 13,2% bis 21,2% verbunden. Die Talzuschubmassen sind daher bei höherem Wassergehalt für Bewegung und Erosion sehr anfällig und stellen somit die Hauptmasse des Lesachbachgeschiebes. Eine bauliche Sohlesicherung (Staffelung) ist im Bereich des Talzuschubes wegen der Talzuschubbewegung nicht möglich. Eine direkte Sanierung des Talzuschubs ist nicht möglich. Lediglich flankierende Maßnahmen wie Ableitung des Wassers aus dem Herdbereich sowie die Errichtung einer 50 m hohen Geschieberückhaltesperre, um das Erosionsniveau anzuheben, können die Auswirkungen des Talzuschubes mildern. Sie muß an einer freigelagerten (erodierten) Felssrinne errichtet werden, damit das abzulagernde Geschiebe sowohl eine Anhebung des Bachniveaus als auch ein natürliches Widerlager für den Talzuschub bewirkt. Sehr wahrscheinlich wird auch die Gefahr des Talzuschubes etwas eingeschränkt, zumal die Tiefenerosion des Wildbaches wegfällt und damit einer Versteilung im unteren Bereich des Talzuschubes entgegengewirkt wird. Auf lange Sicht nimmt damit die Gefährlichkeit des Wildbaches ab.

Zur Geologie des Blühnbachtales (Salzburger Kalkalpen)

von Thomas Diehm
(Innsbruck, 1979)

Photogeologische Interpretation hat sich durch die starke Bewaldung, die großflächige Bedeckung durch Moränen und Schuttflächen und durch den Mittelgebirgscharakter im vorderen Blühnbachtal zur Erstellung eines geologischen Gesamtbildes als nicht weiterführend erwiesen.

Eine umfangreiche Begehung mit dazugehöriger Kartierung korrigiert und erweitert das bisherige Wissen über das Blühnbachtal. Dabei wurde das Auftreten der Hallstätter Gesteine im vorderen Blühnbachtal sowohl tektonisch als auch stratigraphisch als Bestandteil des Tirolikums eingeordnet.

Einen weiteren Teil der Dissertation bildete die Herausstellung der tektonischen Schuppen am Blühnteggzug mit der Erkenntnis, daß schwarze Schiefer vom Typus Reingrabener Schiefer in den unteren Bereichen des Gutensteiner Dolomits an tektonischen Bewegungszonen auftreten.

NACHTRÄGE

Geologie des Vezzano-Terlago-Gebietes (Provinz Trient/Italien)

von Dimitrios Tsolakis
(Innsbruck, 1970)

Die älteste Ablagerung im Arbeitsgebiet ist der Schlerndolomit. Das Ladin ist aus kristallinen, fein- bis mittelkörnigen, hellgrauen Dolomiten, die durch Zunahme der Schichtmächtigkeit in einen grünlich zuckerkörnigen Dolomit übergehen, zusammengesetzt.

Das Karn besteht aus gut geschichteten, hell- bis dunkelgrauen tonigen Dolomiten und aus den feinschichtigen rot-grünen Dolomitmergeln.

Der Hauptdolomit, wichtigster Felsbildner im Etschbuchtgebirge mit seiner Ladin-Karnbasis, ist ein hell- bis dunkelgrauer, mittelkörniger, kristalliner Dolomit.

Die Rhätschichten im Kartierungsgebiet fehlen, sie könnten aber dolomitisiert vorhanden sein.

Die Liaskalke sind von der Umgebung Trients bis zum Gazzazug verbreitet. Ihr unterer Teil besteht aus stark kompakten grauen Kalken, im Hangenden werden sie allmählich heller und sind stellenweise oolithisch. Sedimentologische Untersuchungen weisen auf, daß zur Zeit der Ablagerung starke Wasserbewegung stattgefunden hat.

Das Malm besteht aus roten, mikritischen, wellig-knolligen Kalken des Ammonitico rosso und den hellgelblich bis rötlichgrauen harten Kalken des Tithons.

Der Biancone ist ein hell- bis dunkelgrauer, porzellanartiger, dichter Kalk, mit oder ohne Hornstein. Nach der Mikrofauna reicht das Alter des Biancone von Gault bis unteres Senon.

Die Scaglia besteht aus roten, sandigen Kalkmergeln und hat senonisches Alter.

Das Alttertiär ist aus den sandigen, grünen, mergeligen Kalken, die teilweise schwarze Kieselgele führen, und aus den Nummulitenkalken zusammengesetzt.

Riß-Würm interglaziale Ablagerungen, brecciöse Bildungen, sind bei Cadine aufgeschlossen.

Die Würmmoränen enthalten Lehm, ebenfalls große und kleine gekritzte Geschiebe aus Karbonatgesteinen. Die Kristallinkompo-

nenten treten stark zurück.

Der tektonische Bau des Arbeitsgebietes ist judikarisch, d.h. alle Hauptstörungen streichen NNE-SSW und fallen nach W ein.

Parallel zur Judikarielinie läuft die Hauptstörung Paganellalinie. Sie streicht 50° NE und fällt nach NW mit ca. 40° ein.

Parallel zur Paganellalinie läuft die Terlagolinie. Ferner treten andere sekundäre Störungen auf, die das gleiche Streichen wie die Paganellalinie haben.

Es gibt B-Achsen, die in E-W-Richtung streichen und B-Achsen, die NE-SW streichen.

Das Anis der Olinger Dolomiten (Südtirol)

von Rainer Brandner

(Innsbruck, 1970)

Ausgehend von den hervorragenden Untersuchungen PIAs (1937) wurde das Anis der Olinger Dolomiten nach feinstratigraphischen und mikrofazialen Gesichtspunkten neu bearbeitet und eine Fazieskartierung vorgenommen.

Daraus ergaben sich drei lateral verzahnende und sich z.T. überlagernde Großfaziesräume: eine Schwellenfazies mit einer reichen Diploporenflora, eine Beckenfazies und eine küstennahe Flachwasserfazies.

Unbekannt war bisher im Anis der Südalpen die Entwicklung eines Riffes. Dieses wurde nur zu einem geringen Teil anstehend angetroffen. Der zentrale Riffbereich mit den verschiedenstartigen Biozönosen ist in den öfters mehrere 1000 m³ großen Rutschblöcken erhalten geblieben. Bei den riffbauenden Fossilien handelt es sich großteils um bisher unbekannte Formen. Eine neue Sphinctozoenfamilie wird beschrieben.

Mit den Rutschblöcken und den drei verschiedenen Konglomerathorizonten, die vom Anfang des Anis bis ins Unterillyr reichen, steht eine synsedimentäre Tektonik in Zusammenhang, die für die lateral und vertikal so stark wechselnde Sedimentation und die großen Mächtigkeitsunterschiede verantwortlich gemacht wird. Als stärkste Auswirkung dieser synsedimentären tektonischen Bewegungen ist die unterillyrische Verlandung im W des Arbeitsgebietes anzusehen; diese wird durch eine reiche Fährtenfauna (u.a. *Chiroterium*) belegt.

Unter den speziellen Untersuchungen ist besonders die Diploporenverteilungsanalyse hervorzuheben, aus der sich eine deutliche Faziesabhängigkeit verschiedener Diploporen ergibt.

Das Anis der Pragser Dolomiten (Südtirol)

von Thilo Bechstädt

(Innsbruck, 1971)

Diese Arbeit baut auf den hervorragenden Untersuchungen PIAs auf (1937). Das Anis der Pragser Dolomiten wurde einer mikrostratigraphischen und mikrofaziellen Untersuchung unterzogen, auch wurde eine Fazieskartierung vorgenommen.

Hieraus wurden verschiedene Faziesräume erkennbar:

- 1) die landferne, biostromartige Diploporenfazies des Sarl-Langkofelgebietes,
- 2) die Beckenfazies im Pragser Raum, die im oberen Pelson weit nach W vorstieß,
- 3) eine Schwellenfazies einer starken Diploporenentwicklung, die aber, zum Unterschied vom Sarlkofel, wesentlich landnäher war und deshalb häufig stark von Ton verunreinigt ist.

Der Obere Sarldolomit des Sarlkofels konnte erstmals untergliedert werden, ein größerer kalkiger Anteil wurde ausgeschieden und wird als "Hauptdiploporenkalk" bezeichnet.

Bislang unbekannt war die Ausbildung eines anisischen Riffes, das in meinem Arbeitsgebiet jedoch nur im unteren Pelson in ersten Ansätzen auftritt (Kühwiesenkopf), im Unterillyr nur mehr in Rutschblöcken, den Cipitkalken vergleichbar, vorliegt. BRANDNER (1970) beschreibt jedoch aus den Olinger Dolomiten unterillyrische Ausläufer eines Riffkomplexes.

In den Rutschblöcken fand sich auch eine neue Sphinctozoenfamilie (Olangocoeliidae), die in einer gemeinsamen Arbeit mit R. BRANDNER (1970) beschrieben wurde.

Mit den Rutschblöcken und Konglomerathorizonten, die vom Beginn des Anis an bis ins Unterillyr reichen, steht eine synsedimentäre Tektonik in Form von Hebungs- und Senkungsbewegungen, vielleicht auch Brüchen, in Zusammenhang.

Unter den speziellen Untersuchungen ist besonders die Diploporenverteilungsanalyse bemerkenswert, aus der sich eine deutliche Faziesabhängigkeit einzelner Diploporengruppen ergibt. Die "Gyttja"verhältnisse des Beckens wie auch Drucklösungen bewirkten die Entstehung von Knollenkalken, die in einem eigenen Kapitel ausführlich behandelt wurden.

Aus der detailliert rekonstruierbaren Paläogeographie ist es auch möglich, die im Ladin kommende Faziesheteropie vorauszusagen.

Geologie des Gebietes Stenico-Tione
Provinz Trient - Italien

von Pavlos Tsamantouridis
(Innsbruck, 1971)

Morphologisch zeigt das untersuchte Gebiet zwei verschiedene Einheiten: den durch junge geologische Ereignisse bedingten Verlauf des Tales und der Talform der Sarca (Becken von Tione) sowie die Mulde von Stenico.

Das Erosionsbecken von Tione streicht E-W und ist mit postglazialen Terrassenschotter aufgefüllt. Die Mulde von Stenico streicht NNE-SSW und enthält ältere interglaziale Schotter (Riß-Würm) und Reste ehemals weitverbreiteter glazialer Ablagerungen (Würm-Grundmoräne).

Als stratigraphisch Ältestes tritt im Aufnahmegebiet der Quarzporphyr auf mit seinen Tuffeinschaltungen. Ignimbrite treten zurück.

Der Grödener Sandstein ist ein roter bis grauer, grobkörniger und quarzreicher, in den tieferen Schichten glimmerreicher und feinkörniger Sandstein, der in den oberen Partien sicher ein Aufarbeitungsprodukt älterer Schichten ist.

Die Trias beginnt mit dem buntgefärbten (grau, rot, braun) Servino-Sandstein, der den unteren Werfener Schichten entspricht. Mit dem Zellenkalk (poröse, zellige Kalke und Dolomite mit Gips-Anhydriteinschaltungen als Ablagerungen eines lagunären Bereichs) schließt das Skyth ab.

Das Anis ist in unteren Partien hauptsächlich dolomitisch ausgebildet. Darüber folgen Brachiopodenkalke (mittleres und oberes Anis).

Ladinisch-karnisches Alter hat der Schlerndolomit: ein hellweißer bis grauer, gut gebankter Dolomit, meist fossilarm, örtlich mit Kalken wechsellagernd. Im Gegensatz zu den Südtiroler Dolomiten fehlen vulkanische Einschaltungen oder Gänge (mit einer Ausnahme). Ein vulkanischer Gang wurde nur an einer einzigen Stelle (unterhalb des Mte. Durmonte) beobachtet. Die sonst weit verbreitete klastische karnische Fazies konnte nirgends gefunden werden.

Der Hauptdolomit (Nor) ist im liegenden Teil als ein dunkel-schwärzlicher, bituminöser Dolomit entwickelt, der im ganzen Untersuchungsgebiet einheitlich ist. In oberen Teilen ist er ein rötlicher, grauer Rhythmit, manchmal gut gebankt. Im Grenzbereich zum Rhät tritt eine Wechsellagerung von Doloaphaniten, Laminiten und Doloarenosiltiten auf, wie sie allgemein einem Sedimentationsraum von untersubtidal bis hochsupratidal entspricht.

Gesteine, die bisher dem Rhät in venetianischer Fazies zugerechnet wurden, sind nach ihrer Mikrofauna eher als Lias anzusehen,

auch die Megafauna weist auf dieses Alter.

Das untere Rhät tritt als *Avicula contorta*-Horizont auf. Es läßt sich feststellen, daß das Rhät im westlichen Teil des Gebietes z.T. reich an Fossilien ist und stärkere, von unten nach oben zunehmende terrigene Beeinflussung zeigt. Nach Osten hin nimmt die Lieferung des terrigenen Materials mehr und mehr ab (siehe Profile Amolo-Cort-Rio d'Algone). Es werden zwei verschiedene Sedimentationsbereiche angenommen: im W ein terrigen beeinflusster, mehr lagunär gekennzeichneteter Ablagerungsraum mit Muschelanhäufungen und sessilen Foraminiferen; im E dagegen tritt das terrigene Material stark zurück, es herrschen hauptsächlich Biosiltite und Dolomite vor, ein Hinweis auf ein etwas tieferes offenes Sedimentationsbecken.

Das obere Rhät wird durch das Lithodendron-Kalkniveau und den Grenzdolomit vertreten. Wie erwähnt, sind ab dem Lias zwei Großfaziesräume deutlich erkennbar: im venetianischen Lias herrschen die grauen Kalke und Oolithkalke von Kap S. Vigilio vor (Flachwasser). Im lombardischen Lias dagegen weist eine pelagische Fazies mit Radiolarien und Foraminiferen auf einen tieferen, freieren Sedimentationsraum hin.

Die oberen Teile der Cma. Sera, die L. TREVISAN (1939) als Dogger angesehen hat, sind liassischen Alters (durch *Trochalina alpina* LEUPOLD). Im Bereich der Val Laone tritt von Westen her erstmals zwischen den Hornsteinliaskalken ein Horizont grauer, oolithischer Kalke auf, der venetianischen Fazies entsprechend.

Der Dogger ist in der lombardischen Fazies durch die kompakten Kalke und Kieselschiefer im Bereich des Mte. S. Martino vertreten; im Raum der venetianischen Fazies fehlt der Dogger.

Aptychenschichten, Ammonitico rosso und Tithonkalke entsprechen dem Malm. Der Ammonitico rosso legt sich im Bereich der venetianischen Fazies mit einer Schichtlücke auf den Lias, im Bereich der lombardischen Fazies teilweise Aptychenschichten auf Dogger, teilweise liegt Ammonitico rosso auf Hornsteinlias auf, über dem Ammonitico rosso folgen Tithonkalke, die örtlich aber auch fehlen können.

Der Biancone (untere Kreide) fehlt im Osten des Gebietes völlig. Im Westen (Mte. Brugnoli und Mte. S. Martino) dagegen erreicht er eine erstaunliche Mächtigkeit (ca. 250 m).

Die obere Kreide (Saglia rossa) ist charakterisiert durch ziegelrote Mergelkalke mit mehreren Transgressions- (und (?) Regressions-)konglomerathorizonten (turonischen Alters) südlich Stenico. Die Scaglia rossa füllt taschenförmige Erosionsformen im Lias bei Stenico.

Das Tertiär ist in der Mulde von Stenico durch paleozäne Mergelkalke, eozäne Kalkmergel und Nummulitenkalke vertreten. Wichtig für das Eozän ist der Vulkanismus, der in zwei verschiedenen Basistufflagen auftritt.

Tektonik: Der tektonische Bau ist durch eine Reihe um N-S verlaufende durchgreifende Störungen gekennzeichnet, an denen örtlich die Schichten auch steilgestellt sein können. Auffallend

ist, daß diese bedeutenden Störungen mit oft sehr beträchtlichen Verschiebungsbeträgen sich nicht in die tertiären Ablagerungen der Mulde von Stenico hinein verfolgen lassen, obwohl diese Störungen, die ja auch das Tertiär randlich untergreifen, ohne Zweifel jünger als die Tertiärschichten der Mulde sind.

Geologie des Gebietes von Eppan-Kaltern-Mendelpaß (Südtirol)

von Heinz Georg Krämer
(Innsbruck, 1973)

Die Gesteinsfolge des Gebietes rund um den Mendelpaß beginnt mit dem permischen Quarzporphyr.

Darüber folgt der Grödener Sandstein. Er enthält Pflanzenreste und wird hauptsächlich als ein terrestrisches Sediment angesehen. Es finden sich aber auch aquatische Einschaltungen. Er besteht in seinen tiefsten Teilen meist aus dickgebankten Lagen von rotem bis grauem Sandstein. Nach oben hin werden mergelige Lagen zahlreicher.

Die Bellerophonschichten werden durch dolomitische und harte blaue, teilweise oolithische Kalke vertreten.

Die Werfener Schichten sind im Liegenden durch sandig-mergelige Gesteine vertreten, darüber folgen plattige Kalke. Nach oben folgen bunt gefärbte (meist rote) mergelige Lagen und Kalksandsteine. Das Hangende bildet Zellendolomit.

Der "Muschelkalk" setzt mit einem Konglomerat ein, über dem rote Sandsteine, bunte Mergel und schließlich knollige Kalke folgen. Der Schlerndolomit ist porös-zuckerkörnig ausgebildet. Morphologisch tritt er in der Steilwand des Mendelgebirges stark hervor. Die Raibler Schichten sind eine Gesteinsserie mit mergelig-kalkigen Gesteinen, zu denen vielfach vorherrschend vulkanische kommen. Mergel, Tuffe und Tuffite überwiegen aber stark gegenüber der nur rein örtlich aufgeschlossenen Lava (Nonesit).

Der Hauptdolomit ist der Hauptfelsbildner der Nonsberger Abdachung. Oft zeigt er eine gute Bankung. Seine Gesteinsfarbe wechselt von grau über hellbraun bis zu licht-grünlich. Stellenweise sieht er dem Schlerndolomit sehr ähnlich. Er ist das jüngste im Arbeitsgebiet vorhandene Gestein.

Ablagerungen des Quartärs sind besonders im Überetscher Gebiet und östlich von Fondo verbreitet. Die Terrassensedimente des Überetsch füllen ein altes Etschtal. Sie werden in das Riß/Würm Interglazial gestellt.

Darüber liegt die Würmgrundmoräne. Am Fuß des Mendelgebirges ist sie am mächtigsten.

Der tektonische Bau im großen ist gegeben dadurch, daß der Mendelrücken der Ostschenkel der großen Nonsberger Mulde ist. Diese stößt im Westen an die Judikarienlinie, längs der die Etschbucht (Südalpen) nach R. STAUB (1949) rund 120 km gegen NNE vorgeschoben worden ist. Diesem Vorschub sind auch alle Störungen im Arbeitsgebiet zuzuordnen. Dabei treten die zur Judikarienlinie \perp parallel laufenden zurück und die Querstörnun-

gen hervor. Dies ist sicher auch zum Teil durch das judikarische Streichen des Mendelzuges selbst verursacht. Von den judikarisch streichenden Längsstörungen tritt die Grauner Überschiebung von Süden her bei Söll ins Arbeitsgebiet ein. Ihr Verlauf ist durch jüngere Schuttablagerungen verdeckt. Wahrscheinlich zieht aber diese Störung westlich des Matschatsch nach Norden. Sie hat damit sicher entscheidenden Anteil -zusammen mit der Heraushebung des Penegalblocks an den Querstörungen -, daß am Matschatsch der Quarzporphyr um mindestens 200 m gehoben ist. Dem judikarischen Störungsbündel dürfte auch die Störung angehören, die die Schlerndolomitscholle von Ruffre im Westen begrenzt.

Die quer über den Mendelzug hinweglaufenden Querstörungen treten besonders am Ostabhang desselben stark hervor. Durch sie wird der Mendelzug in einzelne Schollen zerlegt, die durch diese Störungen gegeneinander gehoben bzw. abgesenkt sind: 1. Penegalscholle zwischen Purglauer- und Mendelpaßstörung, 2. Roenscholle südlich der Mendelpaßstörung.

Aber auch diese beiden Schollen sind ihrerseits durch kleinere Querbrüche weiter unterteilt.

Die Morphologie des Gebietes ist zum Großteil selektiv bedingt im Gesteinsverhalten gegenüber erosivem Angriff. Im Überetsch herrscht stark glaziale Überformung.

Mikrofazies und Mikrofauna der Mila-Formation (Kambrium/Ordovizium) im Elburz (Iran)

von Ali Mosleh-Yazdi

(Innsbruck, 1975)

Das Kambrium bzw. tiefere Ordovizium des Elburzgebirges nördlich von Teheran wurde erstmals mikrofaunistisch und mikrofaziell untersucht. Infolge relativ starker Mächtigkeiten (700 m und darüber) war es zuerst notwendig, gut erschlossene Profile auffindig zu machen. Als besonders geeignet hat sich das Profil von Fashand angeboten, das cm-weise aufgenommen und feinstratigraphisch bearbeitet wurde. Ein zweites Profil wurde ebenso genau in der Umgebung von Geirud bemustert.

Die mikrofazielle Analyse hat ganz klar ergeben, daß die faziellen Unterschiede zwischen den beiden Profilen im Kambrium relativ gering sind und sich erst im Ordovizium stärker differenzieren.

Mikrofaziell brauchten die in Serien gegliederten Profilibereiche durchwegs Flachstwasserbereiche, die allerdings interessante Milieustudien, vor allem für die kambrischen Poriferen, ergaben. Auch die Armut an Conodonten (diese treten nur in höheren Profilschnitten auf) geht auf das für Conodonten ungünstige Milieu zurück.

Ein besonderes Augenmerk wurde auf die kambrischen Schwämme gelegt, wobei eine neue Gattung und zwei neue Arten aufgestellt werden konnten. Es handelt sich hierbei um Vertreter der Chanceloridae, daneben wurden noch weitere neue Typen gesehen. Eine Poriferengruppe (regenschirmförmige Schwammspiculae) wurde hier nur randlich gestreift, da darüber eine eigene Arbeit (MOSTLER, H. & A. MOSLEH-YAZDI, 1975) zur Zeit abgedruckt wird. Die Poriferen ermöglichten eine relativ genaue stratigraphische Einordnung, und in Verbindung mit der an sich armen Conodontenfauna konnte die Kambrium/Ordoviziumgrenze gut erfaßt werden.

Inhalt

HEISSEL, G.: Die geologische Neuaufnahme des Karwendelgebirges und seine tektonische Ausdeutung	1
RAHIMI-YAZD, A.: Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus der Perm/Trias-Grenze im Nordwest- und Zentraliran	3
EXEL, R.: Geologie der Marmolata (Westliche Dolomiten)	4
EXARCHOS, A.: Zur Mikropaläontologie und Sedimentologie der Kössener Schichten (Alpine Trias der Nördlichen Kalkalpen)	6
WALLNER, H.: Der geologische Bau des Wilden Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung	7
ENICHLMAYR, E.: Der geologische Bau des Zahnen Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung	7
GEORGIADIS, P.: Geologie des Gebietes um Lindos und seine Verkarstung (Insel Rhodos - Griechenland)	8
GASSER, G.-U.: Zur Mikropaläontologie der Buchensteiner Schichten in den Südtiroler Dolomiten	9
ANGERER, J.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg)	10
AICHHORN, A.: Geologische Untersuchungen im Raum Viehhofen-Zell am See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Vulkanite und der Vererzungen	11
LEICHTFRIED, W.: Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg)	12
JACOBY, E.: Zur Geologie des Spannagelhöhlensystems und dessen näherer Umgebung (Zillertal, Tirol)	13
POPOROU, B.: Die jungtertiären bis pleistozänen Ablagerungen im Nordosten der Insel Rhodos (Griechenland)	14
PETRIDIS, G.: Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im Klostertal (Vorarlberg)	15
LESSANI, M.: Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus der Perm/Triasgrenze in Nordiran (Zentralelburz)	15
MAHLER, A.: Verkarstung der Kalkgebiete im Golfo di Orosei, Sardinien	16
BERTHA, S.: Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im Außermontafon und Silbertal (Vorarlberg)	18

NIEMEYER, A.H.B.: Zur Mikrofazies der oberen Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten	19
WINKLER, H.: Massenbewegungen an Wildbächen in Osttirol (Eine ingenieurgeologische Analyse im Raum der nördlichen Schobergruppe)	20
DIEHM, T.: Zur Geologie des Blühnbachtales (Salzburger Kalkalpen)	21
TSOLAKIS, D.: Geologie des Vezzano-Terlago-Gebietes (Provinz Trient/Italien)	22
BRANDNER, R.: Das Anis der Olangener Dolomiten (Südtirol) ...	23
BECHSTÄDT, T.: Das Anis der Pragser Dolomiten (Südtirol) ...	24
TSAMANTOURIDIS, P.: Geologie des Gebietes Stenico-Tione (Provinz Trient, Italien)	25
KRÄMER, H.G.: Geologie des Gebietes von Eppan-Kalterner Mendelpaß (Südtirol)	27
MOSLEH-YAZDI, A.: Mikrofazies und Mikrofauna der Mila-Formation (Kambrium/Ordovizium) im Elburz (Iran)	28

Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus der Perm/Trias-Grenze im Nordwest- und Zentraliran

von Ali Rahimi-Yazd

(Innsbruck, 1977)

Zwei der vollkommensten Profile, die von der Sedimentation her betrachtet einen lückenlosen Übergang vom Oberperm zur Untertrias vermuten lassen, wurden mikrofaziell und speziell mikro-paläontologisch untersucht. Mit Hilfe der Mikrofaunen wurde der Beleg erbracht, daß es keine einschneidenden Sedimentationsunterbrechungen an der Perm/Trias-Wende gab.

Die relativ plötzlichen Fazieswechsel (besonders der Wechsel von Tief- zu Flachwasser) dürften demnach auf eine synsedimentäre Tektonik zurückgehen, ohne daß der Ablagerungsbereich außerhalb des marinen Milieus kam. Die mikrofaziellen Untersuchungen, die erstmals im Iran in diesem Zeitabschnitt durchgeführt wurden, erbrachten eine Untergliederung des Oberperm/Untertrias-Abschnittes in fünf Fazieseinheiten, die in sich wiederum in eine Reihe von Mikrofaziestypen untergliederbar sind.

Die enge Koppelung der Conodontenuntersuchungen mit der Mikrofaziesanalyse hat diese starke Faziesabhängigkeit bestimmter Conodontengattungen aufgezeigt. Dies war deshalb so wichtig, weil damit erstmals bewiesen werden konnte, daß jene Arten, denen man einen spezifischen Leitwert zusprach, bei ungünstiger Fazies oder starken Fazieschwankungen zu falschen stratigraphischen Einstufungen Anlaß geben.

Neben der Erklärung der faziellen Abhängigkeit der Conodonten wurde eine Reihe neuer Gattungen und Arten beschrieben und, wo nötig, wurden Revisionen durchgeführt.

Durch die sehr genaue morphologische Beschreibung der Conodonten war es möglich, neue Leitformen aufzustellen, die eine weltweite Korrelation erlauben. Einer besonderen Untersuchung wurden die Holothuriensklerite (über 10000 Exemplare) unterzogen. Im Zuge dieser Bearbeitungen wurden eine neue Familie, eine neue Gattung und 10 neue Arten aufgestellt. Die gute ortho-chronologische Einstufung, aber auch die günstige Korrelation mit den Conodonten hat es ermöglicht, auch einige Aussagen über die stratigraphische Verwertbarkeit der Holothuriensklerite im Oberperm zu treffen. Es konnten innerhalb des Dzhulfians vorerst acht Holothuriensklerit-Vergesellschaftungen festgestellt werden, die auch z.T. denjenigen im Profil von Kuh-e-Hambast bei Abadeh (1000 km Luftlinie entfernt) entsprechen. Damit sind die Holothuriensklerite im Oberperm stratigraphisch nahezu gleich gut verwertbar wie in der Trias, ganz im Gegensatz zum tieferen und mittleren Perm, wo ihnen bisher, ähnlich wie im Mississippian und Pennsylvanian, in stratigraphischer Hinsicht wenig Bedeutung zukommt. Bei den Foraminiferen waren die Großforaminiferen mit der Oberfamilie Fusulinacea vertreten, die Kleinforaminiferen mit verschiedenen Textulariina und Endothyracea. Ökologische Überlegungen zur Verbreitung der Foraminiferen wurden nur in ihrem gemeinsamen Vorkommen mit den anderen Biogenen angestellt.

Geologie der Marmolata (Westliche Dolomiten)

von Reinhard Exel
(Innsbruck, 1977)

Das Marmolata-Massiv (Westliche Dolomiten) wurde im Maßstab 1:10.000 geologisch neu aufgenommen.

Die Formationen dieses Bergmassivs reichen zeitlich vom oberen Perm (Bellerophonschichten) bis in die obere Trias (Cassianer Schichten) und bestehen vorwiegend aus Karbonatgesteinen. Hauptfelsbildner ist der größtenteils strukturlöse, selten geschichtete, ladinisch-karnische Marmolatakalk. Am Nord- und Südrand des Massivs befinden sich Eruptivgesteine (im Norden vorwiegend Konglomerate der Marmolata, im Süden Pillowlaven und Pillowbreccien).

Neben dem klassischen Riffkonzept, welches P. LEONARDI für die sehr mächtigen, ladinisch-karnischen Karbonatmassive der Dolomiten (u.a. des Marmolata-Massivs) entwickelte, existiert neuerdings ein von P. CROS entwickeltes Sedimentationsschema für die Dolomiten, in dem die Dolomitenriffe als Karbonatplattformen (carbonate buildups) angesehen werden.

Vor allem in tektonischer Hinsicht ist das Marmolata-Massiv interessant. Es ist nach N geneigt und stellt eine Brachy-Antiklinale dar. Die Tektonik ist durch das Vorhandensein mehr oder weniger E-W-gerichteter Falten, Bruchfalten und Überschiebungen mit nach N einfallenden Achsenebenen bzw. Bewegungsbahnen charakterisiert. Außerdem existieren vier vertikale Hauptkluftsysteme. Sehr komplizierte Verhältnisse herrschen an der Südseite der Marmolata (Contrintal, Ombrettapaß, Ombrettatal, I Negher, Pale dei Menin, Pizzo Guda). Entlang dieser Zone befinden sich mehrere Überschiebungen, welche die seit langem bekannte Schuppenstruktur bewirken.

Da sich auch im Bereich des ladinisch-karnischen Marmolatakalks selbst (Ombretta-Sasso Vernale-Massiv, Marmolata-Massiv, Pizzo Guda) mehrere Überschiebungen befinden, erscheint mir die Gesamtmächtigkeit des Marmolatakalks (über 1000 m an der Marmolata-SE-Wand) nicht unbedingt primär bedingt zu sein.

Eine von vielen Autoren angenommene Marmolata-Antiklinale existiert in Wirklichkeit nicht und ich schlage daher vor, diese Bezeichnung in Zukunft nicht mehr zu gebrauchen. Am SE-Rand der Marmolata befindet sich südlich der Forca-Überschiebung, welche die östliche Verlängerung der Marmolata-Überschiebung ist, die Pizzo-Guda-Überschiebung (neuer Name).

Die Eruptiva (Pillowlaven und Pillowbreccien), welche vom Ombrettapaß bis I Negher anzutreffen sind, lassen keine Faltenstrukturen erkennen und liegen vermutlich konkordant auf Marmolatakalk.

Um den großtektonischen Bau des Marmolata-Massivs zu deuten, sind mehrere Möglichkeiten gegeben:

1) Man kann davon ausgehen, daß die gesamte stratigraphische Abfolge des Marmolata-Massivs gefaltet ist und großräumig gesehen eine von N nach S verlaufende Folge von südvergenten Falten darstellt, die im Bereich der Marmolata-Südseite (Marmolata, Cime Ombretta) als Antiklinalen in Erscheinung treten, von denen jeweils nur die Nordflügel ausgeprägt sind. Dies hängt offensichtlich mit dem Vorhandensein von kompetenten und inkompetenten Gesteinen zusammen, die bei den Faltungsvorgängen unterschiedlich reagierten.

Der Vernelkamm und die Marmolata stellen demnach den nach S aufsteigenden Ast einer Antiklinale dar, die weiter im S keine Fortsetzung findet, weil ihr Kern (Werfener Schichten) entlang der weniger steil nach N einfallenden Schenkelebene abgesichert ist und heute im Sattel dieser Faltenstruktur zutage tritt. Dieser einseitige Antiklinalkomplex (Brachy-Antiklinale) liegt nun samt seinem Kern auf dem aufsteigenden Ast einer südlich anschließenden Antiklinale (Franzedas-Antiklinale), deren Südflügel ebenfalls nicht ausgeprägt ist.

2) Das Contrintal stellt eine Art Halbfenster dar, dessen Sedimente ein Gewölbe bilden, welches eine nach E eintauchende Achse besitzt. Der Antiklinalkern besteht vorwiegend aus Werfener Schichten mit kompliziertem internen Bau. Den Rahmen des Halbfensters bilden mächtige Karbonatgesteinsmassive. Im N sind dies der Collaccio, der Vernelkamm und die Marmolata, im S der Col Ombert und die Cime Ombretta. Es scheint sehr wahrscheinlich, daß sich der Antiklinalkern unter der Marmolata ostwärts fortsetzt und in Form der kleinen Schuppe von Werfener Schichten am Fuße des Pizzo Guda wieder sichtbar wird. Der Antiklinalkern selbst ist gefaltet, innerhalb der Falten verschuppt und südvergent. Die Streifen von Buchensteiner Schichten und Werfener Schichten im Contrinkal des Ombrettatales sind auf diese Weise zu erklären.

Die Marmolata-Überschiebung kann nach dieser Interpretation als Scheitelriß aufgefaßt werden. Ob der "Nordflügel" der Marmolata-Antiklinale wirklich der Nordflügel derselben ist, bleibt weiterhin fraglich.

Zur Mikropaläontologie und Sedimentologie der Kössener Schichten (Alpine Trias der Nördlichen Kalkalpen)

von Alexander Exarchos

(Innsbruck, 1977)

Im Vergleich zu den bereits von anderen Autoren bearbeiteten Kössener Schichten, wie etwa dem Profil der Typlokalität im Weißloferbach (URLICHS 1972, MOSTLER et al. 1977) sowie der Kössener in den Gailtaler Alpen (KÖHLER 1972) wurde eine Reihe von Profilen im Tirolikum der Osterhorngruppe sowie in der Achentaler Schubmasse der Lechtaldecke aufgenommen. (Testweise wurden auch einzelne Detailprofile innerhalb der Zlambachfazies studiert). Generell unterscheidet sich die Fazies nur wenig auf die relativ weite laterale Distanz der Profile. Als ein wesentliches Untersuchungsergebnis soll festgehalten werden, daß die Korallenkalke ohne Ausnahme auf den norischen Anteil der Kössener Schichten beschränkt sind. Bei diesen Korallenkalken handelt es sich um lateral lang anhaltende; fast ausschließlich aus Korallen aufgebaute Bankkalke, die durch einen hohen Anteil an tonigem Kalkschlamm gekennzeichnet sind. Zwischen ihnen und den Rhätoliassischen Riffkälken besteht keine Verbindung, wie dies bisher angenommen wurde (TOLLMANN 1976). Die charakteristische Kalk-Mergelwechsellagerung ist in allen Profilen feststellbar. Die Kalke lassen sich mikrofaziell in eine Reihe von Mikrofaziestypen aufgliedern. Der Hauptteil der Kalke wurde in einem bewegten bis z.T. stark bewegten marinen Bereich abgelagert; nur sein geringerer Teil läßt sich auf einen Kalkschlammfaziesbereich mit starker Bioturbation zurückführen.

Der Liegendbereich der Kössener Schichten ist noch eindeutig von Gezeitensedimenten beeinflusst, während der Hangendabschnitt stets einem subtidalen Bereich angehört, wobei sehr deutlich eine Zunahme der Wassertiefe gegen den Trias/Jura-Grenzbereich zu erkennen ist. Die Rhätoliasskalke stellen sehr typische Detrituskalke dar, die von Hochschwellen geschüttet wurden. Die Schüttungen lassen sich in allen Profilen nachweisen, schwanken aber stark in ihrer Mächtigkeit. Dort wo Enzesfelder Kalke diese überlagern, sind die Schuttkalke am mächtigsten, d.h. mächtige Schuttkalke werden von Schwellensedimenten (Echinodermatenkalke) im Lias überlagert; wo diese nur andeutungsweise vorhanden sind, beginnt der Lias mit Beckensedimenten (Liasfleckenmergel). Entgegengesetzt den vielen Schichtlücken zwischen Rhät und Lias bzw. in den basalen Liassedimenten, wie sie innerhalb der Lechtaldecke auftreten, dürfte es sich ausnahmslos an der Trias/Jura-Grenze im Bereich des Osterhorn-Tirolikums um eine geschlossene Sedimentation handeln.

Mit Hilfe der Mikrofauna, speziell mit Hilfe der Conodonten, gelang es sehr gut, den norischen Anteil der Kössener Schichten von dem des Rhät abzugrenzen. Die Holothuriensklerite dagegen lassen weder eine Abgrenzung von Nor und Rhät in diesem

Faziesbereich zu, noch liefern sie einen Beitrag zur Rhät/Lias-Grenze. Auch mit Hilfe von Echiniden-, Crinoiden- und Ophiuren-skelettelementen ist mit Ausnahme von *Ophioflabellum hessi* DONOFRIO & MOSTLER, das eine Nor/Rhät-Grenzziehung möglich macht, stratigraphisch wenig anzufangen.

Auch die sonst relativ gut verwertbaren Poriferenspiculae lassen nur eine grobe Grenzziehung zwischen Nor/Rhät bzw. Rhät/Lias zu.

Abschließend sei noch auf die relativ hohe Beteiligung von Asteridenskelettelementen hingewiesen, die erstmals sporadisch im Nor derselben Fazies auftreten.

Der geologische Bau des Wilden Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung

von Heinrich Wallner
(Innsbruck, 1977)

Eine umfangreiche Begehung sowie eine umfassende Luftbild- und Satellitenbilddauswertung lassen durch den Verfasser gewisse Korrekturen der bisherigen Annahmen über den geologischen Bau des Kaisergebirges zu. Die weit verbreitete Annahme der "autochthonen" Herkunft dieses Gebirges konnte aufgrund der erfolgten Untersuchungen nicht bestätigt werden. Vielmehr ergab sich die Ansicht, daß es sich um ein Gebirge mit "allochthoner" Herkunft handelt.

Einen weiteren Teil der Dissertation bildete die Aufnahme und mikropaläontologische Untersuchung von Profilen durch die Raibler Schichten. Hiezu kann gesagt werden, daß die Fauna mit der anderer untersuchter Raibler Schichten im großen übereinstimmt. Neu jedoch war der Fund von Asteridenskelettelementen, die nach der bisher gängigen Auffassung nur ab der höheren Obertrias anzutreffen waren.

Der geologische Bau des Zahmen Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung

von Erich Enichlmayr
(Innsbruck, 1977)

Die in der bisher erschienenen Literatur oft vertretene Ansicht, daß das Kaisergebirge "autochthoner" Herkunft sei, kann durch die vorliegende Arbeit in keinster Weise bestätigt werden. Vielmehr muß aufgrund einer Luftbild- und Satellitenbilddauswertung sowie einer sehr umfangreichen und gründlichen Begehung des Untersuchungsgebiets die Herkunft des Kaisergebirges als "allochthon" angenommen werden.

Faziesbereich zu, noch liefern sie einen Beitrag zur Rhät/Lias-Grenze. Auch mit Hilfe von Echiniden-, Crinoiden- und Ophiuren-skelettelementen ist mit Ausnahme von *Ophioflabellum hessi* DONOFRIO & MOSTLER, das eine Nor/Rhät-Grenzziehung möglich macht, stratigraphisch wenig anzufangen.

Auch die sonst relativ gut verwertbaren Poriferenspiculae lassen nur eine grobe Grenzziehung zwischen Nor/Rhät bzw. Rhät/Lias zu.

Abschließend sei noch auf die relativ hohe Beteiligung von Asteridenskelettelementen hingewiesen, die erstmals sporadisch im Nor derselben Fazies auftreten.

Der geologische Bau des Wilden Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung

von Heinrich Wallner
(Innsbruck, 1977)

Eine umfangreiche Begehung sowie eine umfassende Luftbild- und Satellitenbilddauswertung lassen durch den Verfasser gewisse Korrekturen der bisherigen Annahmen über den geologischen Bau des Kaisergebirges zu. Die weit verbreitete Annahme der "autochthonen" Herkunft dieses Gebirges konnte aufgrund der erfolgten Untersuchungen nicht bestätigt werden. Vielmehr ergab sich die Ansicht, daß es sich um ein Gebirge mit "allochthoner" Herkunft handelt.

Einen weiteren Teil der Dissertation bildete die Aufnahme und mikropaläontologische Untersuchung von Profilen durch die Raibler Schichten. Hiezu kann gesagt werden, daß die Fauna mit der anderer untersuchter Raibler Schichten im großen übereinstimmt. Neu jedoch war der Fund von Asteridenskelettelementen, die nach der bisher gängigen Auffassung nur ab der höheren Obertrias anzutreffen waren.

Der geologische Bau des Zahmen Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung

von Erich Enichlmayr
(Innsbruck, 1977)

Die in der bisher erschienenen Literatur oft vertretene Ansicht, daß das Kaisergebirge "autochthoner" Herkunft sei, kann durch die vorliegende Arbeit in keinster Weise bestätigt werden. Vielmehr muß aufgrund einer Luftbild- und Satellitenbilddauswertung sowie einer sehr umfangreichen und gründlichen Begehung des Untersuchungsgebiets die Herkunft des Kaisergebirges als "allochthon" angenommen werden.

Faziesbereich zu, noch liefern sie einen Beitrag zur Rhät/Lias-Grenze. Auch mit Hilfe von Echiniden-, Crinoiden- und Ophiuren-skelettelementen ist mit Ausnahme von *Ophioflabellum hessi* DONOFRIO & MOSTLER, das eine Nor/Rhät-Grenzziehung möglich macht, stratigraphisch wenig anzufangen.

Auch die sonst relativ gut verwertbaren Poriferenspiculae lassen nur eine grobe Grenzziehung zwischen Nor/Rhät bzw. Rhät/Lias zu.

Abschließend sei noch auf die relativ hohe Beteiligung von Asteridenskelettelementen hingewiesen, die erstmals sporadisch im Nor derselben Fazies auftreten.

Der geologische Bau des Wilden Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung

von Heinrich Wallner
(Innsbruck, 1977)

Eine umfangreiche Begehung sowie eine umfassende Luftbild- und Satellitenbilddauswertung lassen durch den Verfasser gewisse Korrekturen der bisherigen Annahmen über den geologischen Bau des Kaisergebirges zu. Die weit verbreitete Annahme der "autochthonen" Herkunft dieses Gebirges konnte aufgrund der erfolgten Untersuchungen nicht bestätigt werden. Vielmehr ergab sich die Ansicht, daß es sich um ein Gebirge mit "allochthoner" Herkunft handelt.

Einen weiteren Teil der Dissertation bildete die Aufnahme und mikropaläontologische Untersuchung von Profilen durch die Raibler Schichten. Hiezu kann gesagt werden, daß die Fauna mit der anderer untersuchter Raibler Schichten im großen übereinstimmt. Neu jedoch war der Fund von Asteridenskelettelementen, die nach der bisher gängigen Auffassung nur ab der höheren Obertrias anzutreffen waren.

Der geologische Bau des Zahmen Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung

von Erich Enichlmayr
(Innsbruck, 1977)

Die in der bisher erschienenen Literatur oft vertretene Ansicht, daß das Kaisergebirge "autochthoner" Herkunft sei, kann durch die vorliegende Arbeit in keinster Weise bestätigt werden. Vielmehr muß aufgrund einer Luftbild- und Satellitenbilddauswertung sowie einer sehr umfangreichen und gründlichen Begehung des Untersuchungsgebiets die Herkunft des Kaisergebirges als "allochthon" angenommen werden.

Die Aufnahme und mikropaläontologische Auswertung von drei Profilen durch die Raibler Schichten im Bereich des Zahnen Kaisers stellten neben der tektonischen Frage und der Hydrogeologie des Zahnen Kaisers einen weiteren Teil der Dissertation dar.

Zur Hydrologie muß bemerkt werden, daß sie aus verschiedensten Gründen nicht zur vollsten Zufriedenheit gelöst werden konnte.

Als bedeutendstes Ergebnis der mikropaläontologischen Untersuchungen kann der Fund von sicheren Asteridenskelettelementen aus dem Karn angesehen werden.

Geologie des Gebietes um Lindos und seine Verkarstung (Insel Rhodos - Griechenland)

von Panagiotis Georgiadis
(Innsbruck, 1978)

In der vorliegenden Arbeit war das Gebiet von Lindos auf der Insel Rhodos zu bearbeiten. Schwerpunkt war eine möglichst genaue Erfassung der Verkarstungserscheinungen und der damit zusammenhängenden Fragen.

Eingehende Geländeaufnahmen und Probenuntersuchungen wurden durchgeführt. Sie brachten folgende Ergebnisse:

a) Eine geologische Karte im Maßstab 1:25 000.

b) Die Bestätigung der Einstufung des Lindos-Kalkes ins Cenoman von R. POZZI - G. OROMBELLI (1967) durch die Vergesellschaftung von *Cuneolina paviona parva* H., *Nezzazata* cf. *simplex* OM., *Nummoloculina heimi* B. in einer ca. 40-42 m mächtigen, nicht kristallinen fossilhaltigen Schichtfolge im unteren Drittel des Massivs.

Außerdem wurde noch eine ca. 2 m mächtige, nicht kristalline fossilhaltige Schichtfolge festgestellt, die ca. 170 m höher liegt als die cenomane. Über sie können aber mangels an Leitfossilien oder leitenden Foraminiferen-Vergesellschaftungen keine stratigraphischen Aussagen gemacht werden.

c) Die Ansicht von R. POZZI (1970), daß die Lindos-Kalke auf den Flysch aufgeschoben seien, hat sich nicht bestätigt. Vielmehr deuten die Lagerungsverhältnisse auf eine transgressive Lagerung der Flyschsedimente auf den Lindos-Kalken hin oder Flysch ist entlang von Störungen (Absenkungen) mit den Kalken in Kontakt gekommen.

d) Die neogenen Ablagerungen, die auf der gesamten Insel bisher nur wenig untersucht worden sind, werden einzeln beschrieben. Außerdem konnte durch ihren petrographischen Charakter sowie durch die gelieferte Fauna eine stratigraphische Trennung vorgenommen werden.

Die Aufnahme und mikropaläontologische Auswertung von drei Profilen durch die Raibler Schichten im Bereich des Zahnen Kaisers stellten neben der tektonischen Frage und der Hydrogeologie des Zahnen Kaisers einen weiteren Teil der Dissertation dar.

Zur Hydrologie muß bemerkt werden, daß sie aus verschiedensten Gründen nicht zur vollsten Zufriedenheit gelöst werden konnte.

Als bedeutendstes Ergebnis der mikropaläontologischen Untersuchungen kann der Fund von sicheren Asteridenskelettelementen aus dem Karn angesehen werden.

Geologie des Gebietes um Lindos und seine Verkarstung (Insel Rhodos - Griechenland)

von Panagiotis Georgiadis
(Innsbruck, 1978)

In der vorliegenden Arbeit war das Gebiet von Lindos auf der Insel Rhodos zu bearbeiten. Schwerpunkt war eine möglichst genaue Erfassung der Verkarstungserscheinungen und der damit zusammenhängenden Fragen.

Eingehende Geländeaufnahmen und Probenuntersuchungen wurden durchgeführt. Sie brachten folgende Ergebnisse:

a) Eine geologische Karte im Maßstab 1:25 000.

b) Die Bestätigung der Einstufung des Lindos-Kalkes ins Cenoman von R. POZZI - G. OROMBELLI (1967) durch die Vergesellschaftung von *Cuneolina paviona parva* H., *Nezzazata* cf. *simplex* OM., *Nummoloculina heimi* B. in einer ca. 40-42 m mächtigen, nicht kristallinen fossilhaltigen Schichtfolge im unteren Drittel des Massivs.

Außerdem wurde noch eine ca. 2 m mächtige, nicht kristalline fossilhaltige Schichtfolge festgestellt, die ca. 170 m höher liegt als die cenomane. Über sie können aber mangels an Leitfossilien oder leitenden Foraminiferen-Vergesellschaftungen keine stratigraphischen Aussagen gemacht werden.

c) Die Ansicht von R. POZZI (1970), daß die Lindos-Kalke auf den Flysch aufgeschoben seien, hat sich nicht bestätigt. Vielmehr deuten die Lagerungsverhältnisse auf eine transgressive Lagerung der Flyschsedimente auf den Lindos-Kalken hin oder Flysch ist entlang von Störungen (Absenkungen) mit den Kalken in Kontakt gekommen.

d) Die neogenen Ablagerungen, die auf der gesamten Insel bisher nur wenig untersucht worden sind, werden einzeln beschrieben. Außerdem konnte durch ihren petrographischen Charakter sowie durch die gelieferte Fauna eine stratigraphische Trennung vorgenommen werden.

Zur Mikropaläontologie der Buchensteiner Schichten in den
Südtiroler Dolomiten

von Gert-Ulrich Gasser
(Innsbruck, 1978)

Der Problemstellung entsprechend wurden 18 Profile der Buchensteiner Schichten auf ihre zeitliche Einstufung und die Aufgliederung der Beckenfazies hin untersucht.

Die Trias der Südalpen setzte mit der Transgression der Werfener Schichten (Tesero Oolith) über verschieden entwickeltem Perm ein. Die montenegrinische Phase, die sich am Locus Classicus durch Faltung äußerte, wirkte sich im oberen Anis in Form von Grabenbruchtektonik und begleitendem Vulkanismus aus.

Einzelne der bereits durch Bruchtektonik gekennzeichneten Räume wurden von rascher Subsidenz erfaßt, andere dagegen blieben zwischen den mobilen Bereichen als Hochzonen erhalten und bildeten so beste Voraussetzungen für den Aufbau von Riffkörpern. Basisbreccien weisen auf das rasche Absinken - im Westen stärker als im Osten - in diesem Bereich hin.

Die Werfener Schichten und als typische Plattform der Sarldolomit waren Ablagerungen eines sehr flachen, weit ausgedehnten Schelfbereichs, der im Laufe des höheren Anis bzw. tieferen Ladin stark zerbrochen wurde, wobei sich die ersten Beckenanlagen bildeten. Die Folge war die typisch heterope Fazies in den Südtiroler Dolomiten. Das Nebeneinander von Riff- und Beckenentwicklung einerseits, dem einsetzenden Vulkanismus andererseits, behinderte bzw. förderte je nach Intensität der Ereignisse die Sedimentation in der mittleren Trias.

Die Anis/Ladin-Grenze konnte mit Hilfe von Conodonten eindeutig festgestellt werden. Den durchwegs pelagischen Charakter lieferten typische Faunenvergesellschaftungen, die sich zum Teil auch bathymetrisch verwerten lassen. Die Grenze Fassan/Langobard war nur in drei Fällen mit Roveacriniden und Conodonten zu belegen.

Die Buchensteiner Schichten sind mitteltriadische Beckensedimente, die in die Zeit des höheren Anis und des Ladin fallen; genauer ausgedrückt begann die Entwicklung im Illyr und reichte bis ins Langobard. Die Hauptsedimentationszeit lag im Fassan. Die vulkanische Tätigkeit war mit diesen Ablagerungen eng verbunden, sie begann im Illyr und hielt über die Ablagerungszeit der Buchensteiner Schichten hinaus an. Einen Hinweis auf das Illyr gab die erste Pietra-verde-Lage im Profil Gadertal kurz nach der Basisbreccie, und die ersten Tufflagen im Profil Sobutsch. Ein weiterer Beleg für die Vorstellung, "daß die intermediär bis basischen Tuffe sowohl in den Südalpen als auch in den Gailtaler Alpen und Nördlichen Kalkalpen zur selben Zeit, nämlich im Illyr (trinodosus-Zone) eingesetzt haben" (BECHSTÄDT & MOSTLER 1974, S. 52).

Durch eine Reihe von Faktoren können die Buchensteiner Schichten von liegenden (Pragser bzw. Dontschichten) und hangenden Beckensedimenten (Wengener Schichten) unterschieden werden: Die Pragser bzw. Dontschichten (Äquivalente oberanisischer Beckenfazies) werden von den Buchensteiner Schichten durch fehlenden Vulkanismus, klastischen und terrestrischen Einfluß abgegrenzt. Eine landferne Flachwasserfazies, eine Beckenfazies, eine terrestrisch beeinflusste Diploporenfazies und eine küstennahe Flachwasserfazies werden unterschieden (vgl. BECHSTÄDT & BRANDNER 1970, S. 77).

Die Wengener Schichten zeigen flyschoiden Charakter (ladino-karnischer Pseudoflysch), der den Buchensteiner Schichten fehlt. Sie führen häufig Pflanzenreste (terrestrischer Einfluß) und sind durch Aufarbeitung und Schüttung vulkanischen Materials im tieferen Becken entstanden. Eine bunte Wechsellagerung von mergeligen, tonigen und sandigen Horizonten (polygene Sandsteine), Kalkareniten, Tuffen und Tuffiten ist für diese Ablagerungen typisch.

Beiden Formationen, im Liegenden und Hangenden, fehlt das massenhafte Vorkommen von Radiolarien, im Gegensatz zu den Buchensteiner Schichten.

Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg)

von Johann Angerer

(Innsbruck, 1978)

Wegen der relativen Fossilarmut konnten für die postvariszische Sedimentabfolge des Oberostalpins im Montafon in Vorarlberg sichere stratigraphische Angaben nur mit Vorbehalt getroffen werden. Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt vielmehr in der lithostratigraphischen Untergliederung. Die sedimentologische Untersuchungen ergaben eine in das Oberkarbon zu stellende Transgression über den retrograd metamorphen variszischen Untergrund nach einer tektonischen Hebung des Hinterlandes bzw. einer Absenkung des Sedimentareals. Das entstandene Relief wird mittels fluviatiler Schüttungen eingeebnet und es kommt noch im Oberkarbon zu einer kurzfristigen marinen Ingression, die durch Foraminiferen nachgewiesen werden konnte. Ab der Grenze Oberkarbon-Unterperm dürfte es infolge des Einsetzens arider klimatischer Bedingungen zur Ablagerung von Rotschichten gekommen sein. Diese Rotschichten zeigen bis in das Skyth fast durchgehend fluviatilen Sedimentationscharakter, lediglich im Unterperm erfolgte wiederum eine kurzfristige marine Ingression, die durch das Auftreten von Foraminiferen gesichert ist. Die mikrofaziellen Untersuchungen ergaben Flachstwasserbedingungen für die marine Sedimentation. Im Unterperm fanden noch drei zeitlich voneinander trennbare vulkanische Ergüsse statt, wobei es sich beim zweiten und dritten vulkanischen Ereignis zum Teil um Glutwolkenabsätze handelt. Als Aufstiegsbahnen für die sauren Vulkanite, die nach den chemischen Analysen überwiegend

Durch eine Reihe von Faktoren können die Buchensteiner Schichten von liegenden (Pragser bzw. Dontschichten) und hangenden Beckensedimenten (Wengener Schichten) unterschieden werden: Die Pragser bzw. Dontschichten (Äquivalente oberanisischer Beckenfazies) werden von den Buchensteiner Schichten durch fehlenden Vulkanismus, klastischen und terrestrischen Einfluß abgegrenzt. Eine landferne Flachwasserfazies, eine Beckenfazies, eine terrestrisch beeinflusste Diploporenfazies und eine küstennahe Flachwasserfazies werden unterschieden (vgl. BECHSTÄDT & BRANDNER 1970, S. 77).

Die Wengener Schichten zeigen flyschoiden Charakter (ladino-karnischer Pseudoflysch), der den Buchensteiner Schichten fehlt. Sie führen häufig Pflanzenreste (terrestrischer Einfluß) und sind durch Aufarbeitung und Schüttung vulkanischen Materials im tieferen Becken entstanden. Eine bunte Wechsellagerung von mergeligen, tonigen und sandigen Horizonten (polygene Sandsteine), Kalkareniten, Tuffen und Tuffiten ist für diese Ablagerungen typisch.

Beiden Formationen, im Liegenden und Hangenden, fehlt das massenhafte Vorkommen von Radiolarien, im Gegensatz zu den Buchensteiner Schichten.

Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg)

von Johann Angerer

(Innsbruck, 1978)

Wegen der relativen Fossilarmut konnten für die postvariszische Sedimentabfolge des Oberostalpins im Montafon in Vorarlberg sichere stratigraphische Angaben nur mit Vorbehalt getroffen werden. Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt vielmehr in der lithostratigraphischen Untergliederung. Die sedimentologische Untersuchungen ergaben eine in das Oberkarbon zu stellende Transgression über den retrograd metamorphen variszischen Untergrund nach einer tektonischen Hebung des Hinterlandes bzw. einer Absenkung des Sedimentareals. Das entstandene Relief wird mittels fluviatiler Schüttungen eingeebnet und es kommt noch im Oberkarbon zu einer kurzfristigen marinen Ingression, die durch Foraminiferen nachgewiesen werden konnte. Ab der Grenze Oberkarbon-Unterperm dürfte es infolge des Einsetzens arider klimatischer Bedingungen zur Ablagerung von Rotschichten gekommen sein. Diese Rotschichten zeigen bis in das Skyth fast durchgehend fluviatilen Sedimentationscharakter, lediglich im Unterperm erfolgte wiederum eine kurzfristige marine Ingression, die durch das Auftreten von Foraminiferen gesichert ist. Die mikrofaziellen Untersuchungen ergaben Flachstwasserbedingungen für die marine Sedimentation. Im Unterperm fanden noch drei zeitlich voneinander trennbare vulkanische Ergüsse statt, wobei es sich beim zweiten und dritten vulkanischen Ereignis zum Teil um Glutwolkenabsätze handelt. Als Aufstiegsbahnen für die sauren Vulkanite, die nach den chemischen Analysen überwiegend

als Rhyodacite anzusprechen sind, dienten wahrscheinlich die tiefgreifenden Bruchstrukturen der postvariszischen synsedimentären Bruchtektonik.

Im Oberperm kam es erneut zu stärkeren Vertikalverstellungen zwischen Hinterland und Sedimentationsareal, und damit verbunden zur Aufarbeitung bereits deponierter postvariszischer Sedimente, während sich bisher die klastischen Bestandteile nur aus dem kristallinen Untergrund und ab dem Einsetzen des Vulkanismus auch von Abtragungsprodukten desselben zusammensetzten.

Im Oberperm/Skyth endet die Rotsedimentation mit dem Einsetzen von weißen Quarziten, die wahrscheinlich litoralen Bildungsbedingungen zuzuordnen sind, und somit der kontinental-klastischen Abfolge ein Ende setzen. Hier dürfte nach dem geotektonischen Modell von KRULL & PAECH auch der Übergang vom vorher bestehenden Molassestadium zum Tafelentwicklungsstadium liegen, wobei dieses Tafelentwicklungsstadium nur sehr kurzfristig bis in das Anis existierte, wo es dann zur Bildung der alpinen Geosynklinale kam.

Geologische Untersuchungen im Raum Viehhofen-Zell am See
(Nördliche Grauwackenzone, Salzburg) unter besonderer
Berücksichtigung der Vulkanite und der Vererzungen

von Anton Aichhorn
(Innsbruck, 1978)

Im Bereich Viehhofen-Zell/See-Thumersbach wurde eine geologisch-tektonische Detailkartierung im Maßstab 1:10 000 durchgeführt. Dabei wurde der Komplex der Tieferen Wildschönauer Schiefer in Subgrauwacken unterschiedlicher Korngrößen, "Serizit"-Schiefer und Laminierte Schiefer untergliedert und die basischen Vulkanite als Laven und Gänge ausgeschieden. Auch konnte dabei aufgezeigt werden, daß die Anlage der Zeller Furche aus keinen großräumigen tektonischen Verstellungen resultiert, da der östlich derselben bereits bekannte Sattel- und Muldenbau sich, über diese hinweggreifend, auch westlich davon fortsetzt.

Die Ergebnisse aus der gemeinsam mit COLINS, HOSCHEK & MOSTLER durchgeführten petrographischen und geochemischen Bearbeitungen der Vulkanite lassen für diese die geotektonische Förderposition eines initialen Riftsystems im Stadium beginnender Bildung ozeanischer Kruste annehmen. Der Ablagerungsraum der Nördlichen Grauwackenzone ist somit als ein Arm einer triple-junction zu sehen, dessen Entwicklung im Zuge der fortschreitenden kaledonischen Plattenbewegungen frühzeitig zum Stillstand kam. Der auf indirektem Weg vorgenommene Versuch einer zeitlichen Einstufung ergab, daß diese Entwicklung den Zeitraum vom obersten Kambrium bis ins oberste Ordovizium in Anspruch genommen haben dürfte.

Die letzte metamorphe Überprägung der Gesteine der Grauwackenzone ist aufgrund des aktuellen Mineralbestands der Vulkanite dem low grade stage nach WINKLER zuzuordnen.

als Rhyodacite anzusprechen sind, dienten wahrscheinlich die tiefgreifenden Bruchstrukturen der postvariszischen synsedimentären Bruchtektonik.

Im Oberperm kam es erneut zu stärkeren Vertikalverstellungen zwischen Hinterland und Sedimentationsareal, und damit verbunden zur Aufarbeitung bereits deponierter postvariszischer Sedimente, während sich bisher die klastischen Bestandteile nur aus dem kristallinen Untergrund und ab dem Einsetzen des Vulkanismus auch von Abtragungsprodukten desselben zusammensetzten.

Im Oberperm/Skyth endet die Rotsedimentation mit dem Einsetzen von weißen Quarziten, die wahrscheinlich litoralen Bildungsbedingungen zuzuordnen sind, und somit der kontinental-klastischen Abfolge ein Ende setzen. Hier dürfte nach dem geotektonischen Modell von KRULL & PAECH auch der Übergang vom vorher bestehenden Molassestadium zum Tafelentwicklungsstadium liegen, wobei dieses Tafelentwicklungsstadium nur sehr kurzfristig bis in das Anis existierte, wo es dann zur Bildung der alpinen Geosynklinale kam.

Geologische Untersuchungen im Raum Viehhofen-Zell am See
(Nördliche Grauwackenzone, Salzburg) unter besonderer
Berücksichtigung der Vulkanite und der Vererzungen

von Anton Aichhorn
(Innsbruck, 1978)

Im Bereich Viehhofen-Zell/See-Thumersbach wurde eine geologisch-tektonische Detailkartierung im Maßstab 1:10 000 durchgeführt. Dabei wurde der Komplex der Tieferen Wildschönauer Schiefer in Subgrauwacken unterschiedlicher Korngrößen, "Serizit"-Schiefer und Laminierte Schiefer untergliedert und die basischen Vulkanite als Laven und Gänge ausgeschieden. Auch konnte dabei aufgezeigt werden, daß die Anlage der Zeller Furche aus keinen großräumigen tektonischen Verstellungen resultiert, da der östlich derselben bereits bekannte Sattel- und Muldenbau sich, über diese hinweggreifend, auch westlich davon fortsetzt.

Die Ergebnisse aus der gemeinsam mit COLINS, HOSCHEK & MOSTLER durchgeführten petrographischen und geochemischen Bearbeitungen der Vulkanite lassen für diese die geotektonische Förderposition eines initialen Riftsystems im Stadium beginnender Bildung ozeanischer Kruste annehmen. Der Ablagerungsraum der Nördlichen Grauwackenzone ist somit als ein Arm einer triple-junction zu sehen, dessen Entwicklung im Zuge der fortschreitenden kaledonischen Plattenbewegungen frühzeitig zum Stillstand kam. Der auf indirektem Weg vorgenommene Versuch einer zeitlichen Einstufung ergab, daß diese Entwicklung den Zeitraum vom obersten Kambrium bis ins oberste Ordovizium in Anspruch genommen haben dürfte.

Die letzte metamorphe Überprägung der Gesteine der Grauwackenzone ist aufgrund des aktuellen Mineralbestands der Vulkanite dem low grade stage nach WINKLER zuzuordnen.

Gewisse Anzeichen deuten aber auf mindestens e i n e vorangegangene, höhergradige Metamorphose hin.

Die Ursache des heterogenen Aufbaus der Tieferen Wildschönauer Schiefer ist in bodennahen Strömungen und tektonischen Unruhen des Sedimentationsraumes zu sehen. Dunkle, "graphitoide" Glieder, wie sie vorwiegend in den Laminierten Schiefen auftreten, sind Anzeichen eines reduzierenden Milieus im frisch abgelagerten Sediment, wodurch auch die frühdiagenetische Bildung der vielfach gehäuft auftretenden Pyritsphären begünstigt wurde.

Von den im Arbeitsgebiet bekannten Erzlagerstätten wurde der streng an die pillow-Laven gebundenen Pb-Zn-Cu-Vererzung, die auch in mehreren, bisher nicht bekannten Vorkommen angetroffen werden konnte, besonderes Augenmerk zugewandt.

Sie ist einem mit dem Vulkanismus in engem Zusammenhang stehendem Aufstieg von Erzlösungen aus tieferen Krustenstockwerken zuzuschreiben, wobei dieser Vererzungstyp einen signifikanten Begleiter von Riftrücken-Basalten darstellt.

Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg)

von Wolfgang Leichtfried

(Innsbruck, 1978)

Gegenstand des oben genannten Dissertationsthemas war die Untersuchung permoskythischer Sedimente und der diesen zwischengelagerten Vulkanite im Rellstal (Montafon, Vorarlberg).

Mittels lithostratigraphischer Arbeitsmethoden konnten die im Untersuchungsgebiet anfallenden Klastika in 7 Serien aufgegliedert werden, wobei diese Serien zugleich Faziesseinheiten entsprechen. Größtenteils werden die permoskythischen Sedimente durch Rotschichten vertreten.

Die liegendste Serie wird durch die Transgressionsserie des Verspeller repräsentiert. Bei ihr handelt es sich um Bildungen alluvialer Schuttfächer. Sie wird von der karbonatreichen und der karbonatarmen Tonschieferserie überlagert. Diese beiden Serien gelangten auf beckenwärtigen, playa-artigen Ebenen zur Ablagerung. Der karbonatreichen Tonschieferserie sind drei Vulkanitlagen zwischengeschaltet, wobei die obere und die untere Vulkanitlage durch Quarzporphyre repräsentiert werden, während die mittlere Vulkanitlage durch Ignimbrite vertreten wird. Diesen kommt wegen ihrer disseminierten Kupfervererzung eine besondere Bedeutung zu.

Auf die beiden Tonschieferserien folgt die Serie der petromikten Orthokonglomerate, welche dem fluviatilen Milieu (mäandrierende Flußsysteme) zugeordnet werden konnten. Die nächst jüngere Serie ist dann die Serie der mürben Sandsteine, welche das Produkt alluvialer Schuttfächer darstellen. Diese Serie wieder wird von der Serie der feldspatführenden Arenite überlagert, welche als

Gewisse Anzeichen deuten aber auf mindestens e i n e vorangegangene, höhergradige Metamorphose hin.

Die Ursache des heterogenen Aufbaus der Tieferen Wildschönauer Schiefer ist in bodennahen Strömungen und tektonischen Unruhen des Sedimentationsraumes zu sehen. Dunkle, "graphitoide" Glieder, wie sie vorwiegend in den Laminierten Schiefen auftreten, sind Anzeichen eines reduzierenden Milieus im frisch abgelagerten Sediment, wodurch auch die frühdiagenetische Bildung der vielfach gehäuft auftretenden Pyritsphären begünstigt wurde.

Von den im Arbeitsgebiet bekannten Erzlagerstätten wurde der streng an die pillow-Laven gebundenen Pb-Zn-Cu-Vererzung, die auch in mehreren, bisher nicht bekannten Vorkommen angetroffen werden konnte, besonderes Augenmerk zugewandt.

Sie ist einem mit dem Vulkanismus in engem Zusammenhang stehendem Aufstieg von Erzlösungen aus tieferen Krustenstockwerken zuzuschreiben, wobei dieser Vererzungstyp einen signifikanten Begleiter von Riftrücken-Basalten darstellt.

Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg)

von Wolfgang Leichtfried

(Innsbruck, 1978)

Gegenstand des oben genannten Dissertationsthemas war die Untersuchung permoskythischer Sedimente und der diesen zwischengelagerten Vulkanite im Rellstal (Montafon, Vorarlberg).

Mittels lithostratigraphischer Arbeitsmethoden konnten die im Untersuchungsgebiet anfallenden Klastika in 7 Serien aufgegliedert werden, wobei diese Serien zugleich Faziesseinheiten entsprechen. Größtenteils werden die permoskythischen Sedimente durch Rotschichten vertreten.

Die liegendste Serie wird durch die Transgressionsserie des Verspeller repräsentiert. Bei ihr handelt es sich um Bildungen alluvialer Schuttfächer. Sie wird von der karbonatreichen und der karbonatarmen Tonschieferserie überlagert. Diese beiden Serien gelangten auf beckenwärtigen, playa-artigen Ebenen zur Ablagerung. Der karbonatreichen Tonschieferserie sind drei Vulkanitlagen zwischengeschaltet, wobei die obere und die untere Vulkanitlage durch Quarzporphyre repräsentiert werden, während die mittlere Vulkanitlage durch Ignimbrite vertreten wird. Diesen kommt wegen ihrer disseminierten Kupfervererzung eine besondere Bedeutung zu.

Auf die beiden Tonschieferserien folgt die Serie der petromikten Orthokonglomerate, welche dem fluviatilen Milieu (mäandrierende Flußsysteme) zugeordnet werden konnten. Die nächst jüngere Serie ist dann die Serie der mürben Sandsteine, welche das Produkt alluvialer Schuttfächer darstellen. Diese Serie wieder wird von der Serie der feldspatführenden Arenite überlagert, welche als

Bildungen mäandrierender Flüsse identifiziert werden konnten. Mit dieser Serie endet die Rotsedimentation, die durch die festländische Verwitterung und Abtragung des variszischen Rumpfgebirges gekennzeichnet war, und es erfolgt ein markanter Wechsel in den Ablagerungsbedingungen: Die Serie der Hangendquarzite nämlich, bei der es sich um die relativ jüngste Serie handelt, ist als Bildung analog zu Ablagerungsbedingungen eines Epikontinentalmeeres anzusprechen.

Wegen des Fehlens stratigraphisch verwertbarer Fossilien ist die Aufeinanderfolge der oben angeführten Serien als eine relative bzw. prostratigraphische aufzufassen. Grobstratigraphisch lassen sich nur die Vulkanite und die Serie der Hangendquarzite verwenden. Der Quarzporphyrvulkanismus ist der saalischen Phase der variszischen Gebirgsbildung zuzuordnen. Die Hangendquarzite sind das Ergebnis der eotriassischen Transgression (oberstes Perm/Skyth).

Zur Geologie des Spannagelhöhlensystems und dessen näherer Umgebung (Zillertal, Tirol)

von Ernest Jacoby
(Innsbruck, 1978)

Das Spannagelhöhlensystem befindet sich im jurassischen Hochstegenkalkmarmor der Schieferhülle des westlichen Tauernfensters (westlicher Tuxerhauptkamm, Tirol). Es besteht aus der Höhle beim Spannagelhaus (2521 m ü.d.M.) und der Spannagelmündungshöhle (1980 m ü.d.M.) und erstreckt sich südlich von Hintertux (1500 m ü.d.M.) im Tuxertal, einem Seitental des Zillertales, unterhalb des vom Olperer (3476 m ü.d.M.) kommenden Gletschers (Gefrorne-Wand-Kees). Das gesamte Gebiet südlich von Hintertux bis zum Gefrorenen-Wand-Kees ist zur Zeit mit 16 katastermäßig erfaßten Höhlen Tirols höhlenreichstes Gebiet, und die Höhle beim Spannagelhaus ist mit einer derzeitigen Gesamtlänge von ca. 2000 m und einem Gesamthöhenunterschied von ca. 240 m die längste und tiefste Höhle von Tirol.

Die Hauptursache, daß sich diese Höhlen sowie weitere Karsterscheinungen (Karren, Dolinen und unterirdische Entwässerung) im Hochstegenkalkmarmor (über 90% Gesamtkarbonatgehalt) befinden, ist auf die spezielle Tektonik des Gebietes zurückzuführen. Das Ausmaß der Höhlen ist hauptsächlich durch Gletscherschmelzwasser bedingt, wobei jedoch eine primäre Korrosion die Klüfte und Fugen zu Spalten erweitert hat. Die für das im Gebiet herrschende hochalpine Klima relativ intensive Sinterbildung ist höchstwahrscheinlich während der postglazialen Warmzeit entstanden und ist auch zur Zeit noch teilweise aktiv.

Das Spannagelhöhlensystem ist geologisch sehr jung - kaum älter als präwürm - und ist höchstwahrscheinlich erst sub- bis postglazial nach der Würmvereisung entstanden. Die Tuxbachklamm sowie die Schraubenfallhöhle, die nicht in genetischem Zusammen-

Bildungen mäandrierender Flüsse identifiziert werden konnten. Mit dieser Serie endet die Rotsedimentation, die durch die festländische Verwitterung und Abtragung des variszischen Rumpfgebirges gekennzeichnet war, und es erfolgt ein markanter Wechsel in den Ablagerungsbedingungen: Die Serie der Hangendquarzite nämlich, bei der es sich um die relativ jüngste Serie handelt, ist als Bildung analog zu Ablagerungsbedingungen eines Epikontinentalmeeres anzusprechen.

Wegen des Fehlens stratigraphisch verwertbarer Fossilien ist die Aufeinanderfolge der oben angeführten Serien als eine relative bzw. prostratigraphische aufzufassen. Grobstratigraphisch lassen sich nur die Vulkanite und die Serie der Hangendquarzite verwenden. Der Quarzporphyrvulkanismus ist der saalischen Phase der variszischen Gebirgsbildung zuzuordnen. Die Hangendquarzite sind das Ergebnis der eotriassischen Transgression (oberstes Perm/Skyth).

Zur Geologie des Spannagelhöhlensystems und dessen näherer Umgebung (Zillertal, Tirol)

von Ernest Jacoby
(Innsbruck, 1978)

Das Spannagelhöhlensystem befindet sich im jurassischen Hochstegenkalkmarmor der Schieferhülle des westlichen Tauernfensters (westlicher Tuxerhauptkamm, Tirol). Es besteht aus der Höhle beim Spannagelhaus (2521 m ü.d.M.) und der Spannagelmündungshöhle (1980 m ü.d.M.) und erstreckt sich südlich von Hintertux (1500 m ü.d.M.) im Tuxertal, einem Seitental des Zillertales, unterhalb des vom Olperer (3476 m ü.d.M.) kommenden Gletschers (Gefrorne-Wand-Kees). Das gesamte Gebiet südlich von Hintertux bis zum Gefrorenen-Wand-Kees ist zur Zeit mit 16 katastermäßig erfaßten Höhlen Tirols höhlenreichstes Gebiet, und die Höhle beim Spannagelhaus ist mit einer derzeitigen Gesamtlänge von ca. 2000 m und einem Gesamthöhenunterschied von ca. 240 m die längste und tiefste Höhle von Tirol.

Die Hauptursache, daß sich diese Höhlen sowie weitere Karsterscheinungen (Karren, Dolinen und unterirdische Entwässerung) im Hochstegenkalkmarmor (über 90% Gesamtkarbonatgehalt) befinden, ist auf die spezielle Tektonik des Gebietes zurückzuführen. Das Ausmaß der Höhlen ist hauptsächlich durch Gletscherschmelzwasser bedingt, wobei jedoch eine primäre Korrosion die Klüfte und Fugen zu Spalten erweitert hat. Die für das im Gebiet herrschende hochalpine Klima relativ intensive Sinterbildung ist höchstwahrscheinlich während der postglazialen Warmzeit entstanden und ist auch zur Zeit noch teilweise aktiv.

Das Spannagelhöhlensystem ist geologisch sehr jung - kaum älter als präwürm - und ist höchstwahrscheinlich erst sub- bis postglazial nach der Würmvereisung entstanden. Die Tuxbachklamm sowie die Schraubenfallhöhle, die nicht in genetischem Zusammen-

hang mit dem Spannagelhöhlensystem stehen, sind ziemlich sicher nach der Würmvereisung entstanden. Der Hochstegenkalkmarmor ist über das kartierte Gebiet hinaus als sehr verkarstungsfähiges Gestein zu berücksichtigen.

Die jungtertiären bis pleistozänen Ablagerungen im Nordosten der Insel Rhodos (Griechenland)

von Barbara Poporou
(Innsbruck, 1978)

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den plio-pleistozänen Ablagerungen im Nordosten der Insel Rhodos. Sie hat zum Ziel, einen Überblick über die Fauna dieser Sedimente zu geben und die Möglichkeit, eine stratigraphische Gliederung mit Hilfe von benthonischen und planktonischen Foraminiferen zu prüfen.

An den Anfang der Untersuchungen werden Beobachtungen über die Geologie von Rhodos gestellt. Die einzelnen Schichten, aus denen die untersuchten Schlammproben entnommen wurden, werden beschrieben. Nach den Foraminiferenbestimmungen sind Pliozängesteine im Norden und Osten der Insel weit verbreitet. Das ältere Pleistozän ist vielleicht durch Kalke, sicher durch Sandsteine, Sande, Tone und Mergel vertreten.

Bei den Foraminiferen entspricht der planktonische Anteil quantitativ weniger dem benthonischen. Die meisten der bestimmten planktonischen Arten leben heute in Breiten, die den gemäßigten bis subtropischen Klimazonen angehören.

Bemerkenswert ist hier vor allem das Erscheinen von *Hyalinea balthica* und *Globigerina calida*. Erstere Art ist unsicher, ob Plio-Pleistozän, die zweite Art (*Gl. calida*) ist sicher Pleistozän.

Bei den Megafossilien stellt M. ZACCARIA (1968) nach Untersuchungen im NE-Teil von Rhodos die Arten *Pecten jacobaeus* und *Chlamys (Peplum) inflexa* ins Pleistozän. Die Frage der Grenzsicherung Plio-Pleistozän bleibt damit nach wie vor offen.

Im systematischen Teil der Arbeit werden 69 Arten benthonischer und planktonischer Foraminiferen behandelt; zusätzlich konnten acht Formen nur gattungsmäßig bestimmt werden.

Bei allen Arten wird eine ausführliche Synonymaliste angeführt.

Eine Beschreibung der Gehäuse, Bemerkungen über Unterschiede zu ähnlichen Formen, Angaben über die Größe und Tabellen der Häufigkeit der angeführten Foraminiferen werden gegeben.

Der größte Teil der bestimmten Arten wird abgebildet.

hang mit dem Spannagelhöhlensystem stehen, sind ziemlich sicher nach der Würmvereisung entstanden. Der Hochstegenkalkmarmor ist über das kartierte Gebiet hinaus als sehr verkarstungsfähiges Gestein zu berücksichtigen.

Die jungtertiären bis pleistozänen Ablagerungen im Nordosten
der Insel Rhodos (Griechenland)

von Barbara Poporou
(Innsbruck, 1978)

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den plio-pleistozänen Ablagerungen im Nordosten der Insel Rhodos. Sie hat zum Ziel, einen Überblick über die Fauna dieser Sedimente zu geben und die Möglichkeit, eine stratigraphische Gliederung mit Hilfe von benthonischen und planktonischen Foraminiferen zu prüfen.

An den Anfang der Untersuchungen werden Beobachtungen über die Geologie von Rhodos gestellt. Die einzelnen Schichten, aus denen die untersuchten Schlammproben entnommen wurden, werden beschrieben. Nach den Foraminiferenbestimmungen sind Pliozängesteine im Norden und Osten der Insel weit verbreitet. Das ältere Pleistozän ist vielleicht durch Kalke, sicher durch Sandsteine, Sande, Tone und Mergel vertreten.

Bei den Foraminiferen entspricht der planktonische Anteil quantitativ weniger dem benthonischen. Die meisten der bestimmten planktonischen Arten leben heute in Breiten, die den gemäßigten bis subtropischen Klimazonen angehören.

Bemerkenswert ist hier vor allem das Erscheinen von *Hyalinea balthica* und *Globigerina calida*. Erstere Art ist unsicher, ob Plio-Pleistozän, die zweite Art (*Gl. calida*) ist sicher Pleistozän.

Bei den Megafossilien stellt M. ZACCARIA (1968) nach Untersuchungen im NE-Teil von Rhodos die Arten *Pecten jacobaeus* und *Chlamys (Peplum) inflexa* ins Pleistozän. Die Frage der Grenzsicherung Plio-Pleistozän bleibt damit nach wie vor offen.

Im systematischen Teil der Arbeit werden 69 Arten benthonischer und planktonischer Foraminiferen behandelt; zusätzlich konnten acht Formen nur gattungsmäßig bestimmt werden.

Bei allen Arten wird eine ausführliche Synonymaliste angeführt.

Eine Beschreibung der Gehäuse, Bemerkungen über Unterschiede zu ähnlichen Formen, Angaben über die Größe und Tabellen der Häufigkeit der angeführten Foraminiferen werden gegeben.

Der größte Teil der bestimmten Arten wird abgebildet.

Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im
Klostertal (Vorarlberg)

von Georgios Petridis

(Innsbruck, 1978)

Die Grundlage der Rohstoffkartierung bildet die Erstellung einer geologischen Karte. Es wurde besonders auf die genaue Abgrenzung anstehender Fels- und Lockermassen Wert gelegt.

Auf stratigraphische Probleme konnte nicht eingegangen werden. Die Unterscheidung der Gesteine erfolgte stets rein lithologisch. Die durch die Kartierung gewonnenen Ergebnisse erlauben ein zum Teil neuartiges Bild der tektonischen Verhältnisse (Falten- und Schuppenbau, große Überschiebungsweiten). Gefügekundliche Arbeitsmethoden wurden bei tektonischen Detailfragen zur Hilfe gezogen. Weiters wurden in den Gesteinen des Alpenen Muschelkalles bis einschließlich im Hauptdolomit Profile aufgenommen und petrographische und geochemische Analysen durchgeführt.

Die Ergebnisse sind besonders für die Zementindustrie von großer Bedeutung, denn es zeigt sich, daß im Klostertal anstehende kalkalpine Gesteinseinheiten sehr wohl als Zementrohstoffe geeignet wären. Dies bezieht sich nur auf die geochemisch-mineralogische Eignung. Es wurde auf der Basis der geologischen Kartierung und der petrographischen und geochemischen Analysen aufbauend eine Rohstoffkarte angefertigt. Für die Beurteilung von Gefahrenzonen war die genaue Beschreibung und Systematisierung der Wildbäche und Beschreibung der Rutschungen, Sackungen und Bergstürze wichtig.

Die Lockermassen des Arbeitsgebietes wurden einer genauen Kartierung unterzogen, weiters die Kubaturen berechnet. Im Labor wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Die dabei gewonnenen Ergebnisse sind für den Bau der Arlbergstraße (Schotterentnahme) von Bedeutung.

Schließlich wurde eine hydrogeologische Karte erstellt, die sämtliche Quellen des Arbeitsgebietes aufzeigt.

Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus
der Perm/Triasgrenze in Nordiran (Zentralelburz)

von Mohsen Lessani

(Innsbruck, 1979)

Im Zuge der am Institut laufenden weltweiten Untersuchungen, die Perm/Triasgrenze betreffend, wurden im Anschluß an die wahrscheinlich einzigen lückenlosen Profile der Welt im Raum Abadeh und Dzhulfa (Zentral- und Nordostpersien), denen eine eigene Dissertation gewidmet war, nun auch die in verschiedenen Gebie-

Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im
Klostertal (Vorarlberg)

von Georgios Petridis

(Innsbruck, 1978)

Die Grundlage der Rohstoffkartierung bildet die Erstellung einer geologischen Karte. Es wurde besonders auf die genaue Abgrenzung anstehender Fels- und Lockermassen Wert gelegt.

Auf stratigraphische Probleme konnte nicht eingegangen werden. Die Unterscheidung der Gesteine erfolgte stets rein lithologisch. Die durch die Kartierung gewonnenen Ergebnisse erlauben ein zum Teil neuartiges Bild der tektonischen Verhältnisse (Falten- und Schuppenbau, große Überschiebungsweiten). Gefügekundliche Arbeitsmethoden wurden bei tektonischen Detailfragen zur Hilfe gezogen. Weiters wurden in den Gesteinen des Alpenen Muschelkalles bis einschließlich im Hauptdolomit Profile aufgenommen und petrographische und geochemische Analysen durchgeführt.

Die Ergebnisse sind besonders für die Zementindustrie von großer Bedeutung, denn es zeigt sich, daß im Klostertal anstehende kalkalpine Gesteinseinheiten sehr wohl als Zementrohstoffe geeignet wären. Dies bezieht sich nur auf die geochemisch-mineralogische Eignung. Es wurde auf der Basis der geologischen Kartierung und der petrographischen und geochemischen Analysen aufbauend eine Rohstoffkarte angefertigt. Für die Beurteilung von Gefahrenzonen war die genaue Beschreibung und Systematisierung der Wildbäche und Beschreibung der Rutschungen, Sackungen und Bergstürze wichtig.

Die Lockermassen des Arbeitsgebietes wurden einer genauen Kartierung unterzogen, weiters die Kubaturen berechnet. Im Labor wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Die dabei gewonnenen Ergebnisse sind für den Bau der Arlbergstraße (Schotterentnahme) von Bedeutung.

Schließlich wurde eine hydrogeologische Karte erstellt, die sämtliche Quellen des Arbeitsgebietes aufzeigt.

Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus
der Perm/Triasgrenze in Nordiran (Zentralelburz)

von Mohsen Lessani

(Innsbruck, 1979)

Im Zuge der am Institut laufenden weltweiten Untersuchungen, die Perm/Triasgrenze betreffend, wurden im Anschluß an die wahrscheinlich einzigen lückenlosen Profile der Welt im Raum Abadeh und Dzhulfa (Zentral- und Nordostpersien), denen eine eigene Dissertation gewidmet war, nun auch die in verschiedenen Gebie-

ten Persiens auftretenden oberpermischen und untertriadischen Schichtfolgen einer feinstratigraphischen Analyse unterzogen.

Vor allem ging es darum, die Sedimentationslücken aufzuzeigen, die sich nicht immer in Form von Verwitterungshorizonten (Laterite, Bauxite) zu erkennen geben, sondern auch jene zu erfassen, die weder durch Erosionsdiskordanzen, vor allem bedingt durch Verkarstung und ähnliche Erscheinungen, noch durch Winkeldiskordanzen gekennzeichnet sind.

Als Hauptuntersuchungsergebnis hat sich herausgestellt, daß die stärksten Sedimentationsunterbrechungen während des Oberperms ablaufen, die Perm/Triasgrenze hingegen doch eine relativ kontinuierliche Sedimentation in Flachwasser aufweist. Der Fazieswechsel allerdings ist an der Perm/Triasgrenze deutlich ausgeprägt, wobei vor allem der Biogenreichtum unmittelbar vor Einsetzen der Trias rapid zurückgeht, eine Erscheinung, die auch bei den Bellerophonschichten der Südalpen völlig analog auftritt.

Die Schichtlücken innerhalb der Trias stellen sich erst am Ende der Untertrias, in den meisten Fällen im tieferen Teil der Mitteltrias ein; Obertrias fehlt, könnte aber im basalen Teil der Shemshak-Formation im Rang des höheren Rhäts, die transgressiv über die tiefe Mitteltrias einsetzt, enthalten sein.

Mit dem erstmaligen Nachweis einer "echten Werfener Fazies" (faziell und faunistisch völlig mit den südalpinen Werfern übereinstimmend) in Persien gelang es nun, die Werfener Schelffazies mit einigen Unterbrechungen bis nach Persien zu verfolgen.

Das Oberperm und Unterskyth wurden in mehrere mikrofazielle Typen aufgegliedert, wobei jeder dieser Typen eine Ausdeutung hinsichtlich der Ablagerungsbedingungen erfuhr. Die mit diesen Untersuchungen einhergehende mikrofaunistische Analyse hat, abgesehen von der stratigraphischen Verwertbarkeit, auch eine Reihe palökologischer Probleme einer Lösung nähergebracht und zum Teil entscheidend zur Abklärung einiger entwicklungsgeschichtlicher Fragen beigetragen. Im Vordergrund standen Conodontenuntersuchungen, die durch jene von Holothurien ergänzt wurden.

Verkarstung der Kalkgebiete im Golfo di Orosei, Sardinien

von Axel Mahler

(Innsbruck, 1979)

Die Arbeit befaßt sich mit der Verkarstung der Kalkgebiete des östlichen Sardinien im Golfo di Orosei. Neben einigen kleinen isolierten Kalkbergen liegen hier zwei große Kalkkomplexe, die zusammen ca. 500 Quadratkilometer umfassen. Der östliche Kalkkomplex wird vom Meer begrenzt, im Westen trennt ihn ein mehrere Kilometer breites Tal vom zweiten Kalkgebirge.

Die Abfolge der mesozoischen Karbonate beginnt mit meist dolomi-

ten Persiens auftretenden oberpermischen und untertriadischen Schichtfolgen einer feinstratigraphischen Analyse unterzogen.

Vor allem ging es darum, die Sedimentationslücken aufzuzeigen, die sich nicht immer in Form von Verwitterungshorizonten (Laterite, Bauxite) zu erkennen geben, sondern auch jene zu erfassen, die weder durch Erosionsdiskordanzen, vor allem bedingt durch Verkarstung und ähnliche Erscheinungen, noch durch Winkeldiskordanzen gekennzeichnet sind.

Als Hauptuntersuchungsergebnis hat sich herausgestellt, daß die stärksten Sedimentationsunterbrechungen während des Oberperms ablaufen, die Perm/Triasgrenze hingegen doch eine relativ kontinuierliche Sedimentation in Flachwasser aufweist. Der Fazieswechsel allerdings ist an der Perm/Triasgrenze deutlich ausgeprägt, wobei vor allem der Biogenreichtum unmittelbar vor Einsetzen der Trias rapid zurückgeht, eine Erscheinung, die auch bei den Bellerophonschichten der Südalpen völlig analog auftritt.

Die Schichtlücken innerhalb der Trias stellen sich erst am Ende der Untertrias, in den meisten Fällen im tieferen Teil der Mitteltrias ein; Obertrias fehlt, könnte aber im basalen Teil der Shemshak-Formation im Rang des höheren Rhäts, die transgressiv über die tiefe Mitteltrias einsetzt, enthalten sein.

Mit dem erstmaligen Nachweis einer "echten Werfener Fazies" (faziell und faunistisch völlig mit den südalpinen Werfern übereinstimmend) in Persien gelang es nun, die Werfener Schelffazies mit einigen Unterbrechungen bis nach Persien zu verfolgen.

Das Oberperm und Unterskyth wurden in mehrere mikrofazielle Typen aufgegliedert, wobei jeder dieser Typen eine Ausdeutung hinsichtlich der Ablagerungsbedingungen erfuhr. Die mit diesen Untersuchungen einhergehende mikrofaunistische Analyse hat, abgesehen von der stratigraphischen Verwertbarkeit, auch eine Reihe palökologischer Probleme einer Lösung nähergebracht und zum Teil entscheidend zur Abklärung einiger entwicklungsgeschichtlicher Fragen beigetragen. Im Vordergrund standen Conodontenuntersuchungen, die durch jene von Holothurien ergänzt wurden.

Verkarstung der Kalkgebiete im Golfo di Orosei, Sardinien

von Axel Mahler

(Innsbruck, 1979)

Die Arbeit befaßt sich mit der Verkarstung der Kalkgebiete des östlichen Sardinien im Golfo di Orosei. Neben einigen kleinen isolierten Kalkbergen liegen hier zwei große Kalkkomplexe, die zusammen ca. 500 Quadratkilometer umfassen. Der östliche Kalkkomplex wird vom Meer begrenzt, im Westen trennt ihn ein mehrere Kilometer breites Tal vom zweiten Kalkgebirge.

Die Abfolge der mesozoischen Karbonate beginnt mit meist dolomi-

tischem Dogger und erreicht ihre größte Mächtigkeit im Malm, während Kreide nur stellenweise ausgebildet ist. Das germanotyp beanspruchte Mesozoikum transgredierte über paläozoische, zuletzt bei der variszischen Orogenese gefaltete und granitisierte Gesteine. Im ausgehenden Pliozän durchdrangen Basalte das östliche Kalkgebirge.

Bei der oberflächlichen Verkarstung wurden gesteinsaufbauorientierte Karsterscheinungen von oberflächenorientierten Karsterscheinungen unterschieden.

Die gesteinsaufbauorientierten Karstformen sind vorwiegend an tektonisch geöffneten Klüften und Bankungsfugen angelegt. Kluftkarren, Pitkarren, Trenches, Split-Groovekarren und Mikrokarren sind die typischen Formen. Unterschiede in Chemismus und Porosität des Kalkgesteins führen zu Karren, die als Groovekarren bezeichnet werden.

Oberflächenorientierte Karstformen werden durch anorganische und biologische Verkarstung hervorgerufen. Die anorganischen Karren bilden ihren Formenschatz unabhängig von dem Gesteinsaufbau aus.

Die wichtigsten Formen sind Rillen- und Rinnenkarren. Auch die biologische Verkarstung ist oberflächenorientiert. Durch endolithische Organismen, vorwiegend Flechten, wird das Kalkgestein korrodiert. Dieser angelöste Kalk wird von Gastropoden beim Abweiden der zu den endolithischen Flechten gehörenden Algen abgeraspelt. Als Formen entstehen Rock Pools und Napfkarren.

Neben Dolinen und ähnlichen kluftorientierten Karsterscheinungen treten karähnliche Halbtrichter als eigene morphologische Karstgroßform auf.

Die unterirdische Verkarstung ist gesteinsaufbauorientiert. Höhlengänge sind meist an großen Klüften oder entlang der Transgression der mesozoischen Kalke über variszischen Granit angelegt.

Pliozäne Basalte überdecken stellenweise die verkarsteten mesozoischen Kalke. In die Hohlräume der Grotta del Bue Marino sind Basalte eingedrungen und dort erstarrt. Die Basalte in der Höhle zeigen Karrenformen, die auf Erosion zurückgehen.

Die mesozoischen Kalke sind im oberen Malm als Riffe entwickelt. Hier bildeten sich Spalten, die Ansätze von Verkarstung zeigen. Diese Spalten wurden von marinen Sedimenten ausgefüllt, die aus dem Jura stammen, so daß auch die Spaltenbildung und die Ansätze der Verkarstung in diese Zeit fallen.

Infolge einer starken Bruchtektonik, die mit dem angehenden Eozän eingeleitet wurde, und von nun an in mehreren tektonischen Phasen aktiviert wurde, kam es zu einer sehr ausgeprägten Verkarstung, die bis heute andauert.

Während der großen Regression im Tyrrenischen Becken an der

Wende Miozän/Pliozän begann sich durch Eintiefen der Flußtäler und der breiten Granitsenke zwischen den beiden Kalkkomplexen die heutige Morphologie abzuzeichnen. Eine lebhafteste Verkarstung war bereits vor der Regression im Gang.

Am Ende der Regression, vor ca. 3 Millionen Jahren, ergossen sich Basalte über die verkarsteten mesozoischen Kalke. Zahlreiche, heute noch aktive Höhlensysteme waren bereits damals vorhanden.

In den wahrscheinlich nacheozänen Karsthohlräumen wurden Sedimente terrigenen Ursprungs abgelagert. Neben kalkigen Höhlensedimenten treten allochthone Sedimente silikatischen Ursprungs auf. Als Liefergebiet dienten die vom Mesozoikum transgressiv überlagerten variszischen Granite. Auch Roterden mit Tonmineralien und Karsterzen, die sich während feuchter Klimaphasen aus silikatischem Material bildeten, liegen in zahlreichen Karstspalten und Höhlen.

Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im Außermtafon und Silbertal (Vorarlberg)

von Sándor Bertha
(Innsbruck, 1979)

In geologischer Hinsicht befindet sich das Arbeitsgebiet im Bereich der Sedimentgesteine der Nördlichen Kalkalpen, wobei Gesteine der Trias weitaus vorherrschen. Nach Süden anschließend folgen als nächste größere Zone metamorphe Schiefer, bestehend aus Feldspatknottengneisen, Glimmerschiefern und vereinzelt aus Muskowitgranitgneisen, die als Phyllitgneiszone (-decke) bezeichnet werden. Es handelt sich um retrograd metamorphes Altkristallin.

An diese metamorphe Phyllitgneiszone schließt sich entlang deren Südrand das Altkristallin der Silvrettadecke mit ebenfalls metamorphen Gesteinen an. An der Überschiebungsbahn derselben sind die Gesteine mylonitisch, stellenweise sogar ultramylonitisch.

Auf ihre Eignung als Rohstoffe wurden nur die kalkalpinen Gesteine und deren Verwitterungsbildungen untersucht.

Das Ergebnis dieser Analysen ist die Feststellung, wonach unter diesen Fest- und Lockergesteinen des Außermtafons sicher solche sind, die als Rohstoffe besonders im Straßenbau Verwendung finden können.

Sie sind auch in entsprechend großen Mengen vorhanden.

Es muß aber betont werden, daß besonders in den Lockergesteinen Gips in unterschiedlichen Mengen auftreten kann und daß auch ein vorhandener höherer Tongehalt die Rohstoffqualität herabsetzt.

Die vorliegenden Ergebnisse können daher nur als Übersicht die-

Wende Miozän/Pliozän begann sich durch Eintiefen der Flußtäler und der breiten Granitsenke zwischen den beiden Kalkkomplexen die heutige Morphologie abzuzeichnen. Eine lebhafteste Verkarstung war bereits vor der Regression im Gang.

Am Ende der Regression, vor ca. 3 Millionen Jahren, ergossen sich Basalte über die verkarsteten mesozoischen Kalke. Zahlreiche, heute noch aktive Höhlensysteme waren bereits damals vorhanden.

In den wahrscheinlich nacheozänen Karsthohlräumen wurden Sedimente terrigenen Ursprungs abgelagert. Neben kalkigen Höhlensedimenten treten allochthone Sedimente silikatischen Ursprungs auf. Als Liefergebiet dienten die vom Mesozoikum transgressiv überlagerten variszischen Granite. Auch Roterden mit Tonmineralien und Karsterzen, die sich während feuchter Klimaphasen aus silikatischem Material bildeten, liegen in zahlreichen Karstspalten und Höhlen.

Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im Außermtafon und Silbertal (Vorarlberg)

von Sándor Bertha
(Innsbruck, 1979)

In geologischer Hinsicht befindet sich das Arbeitsgebiet im Bereich der Sedimentgesteine der Nördlichen Kalkalpen, wobei Gesteine der Trias weitaus vorherrschen. Nach Süden anschließend folgen als nächste größere Zone metamorphe Schiefer, bestehend aus Feldspatknottengneisen, Glimmerschiefern und vereinzelt aus Muskowitgranitgneisen, die als Phyllitgneiszone (-decke) bezeichnet werden. Es handelt sich um retrograd metamorphes Altkristallin.

An diese metamorphe Phyllitgneiszone schließt sich entlang deren Südrand das Altkristallin der Silvrettadecke mit ebenfalls metamorphen Gesteinen an. An der Überschiebungsbahn derselben sind die Gesteine mylonitisch, stellenweise sogar ultramylonitisch.

Auf ihre Eignung als Rohstoffe wurden nur die kalkalpinen Gesteine und deren Verwitterungsbildungen untersucht.

Das Ergebnis dieser Analysen ist die Feststellung, wonach unter diesen Fest- und Lockergesteinen des Außermtafons sicher solche sind, die als Rohstoffe besonders im Straßenbau Verwendung finden können.

Sie sind auch in entsprechend großen Mengen vorhanden.

Es muß aber betont werden, daß besonders in den Lockergesteinen Gips in unterschiedlichen Mengen auftreten kann und daß auch ein vorhandener höherer Tongehalt die Rohstoffqualität herabsetzt.

Die vorliegenden Ergebnisse können daher nur als Übersicht die-

nen und müßten von Fall zu Fall durch Sonderuntersuchungen ergänzt werden.

Die Gefahrenbereiche wurden in dieser Arbeit ebenfalls untersucht. Abgesehen von Schneelawinen und örtlicher Bergsturzgefahr sind die meisten Gefahrenherde an Wildbächen und an durch diese abgelagerten Schuttkegel gebunden.

Trotzdem zeigt sich auch im Montafon, wie auch sonst in den Alpentälern, daß die alten Siedlungsgebiete durchwegs gerade auf Schuttkegeln liegen, d.h., daß die sicher sehr naturverbundenen "Ur"-Einwohner gerade solche als sichere Standorte angesehen haben. Eine Einstufung dieser uralten Siedlungsräume in Gefahrenzonen von heute steht damit in Widerspruch zu solch alten Erfahrungsgrundsätzen.

Im Arbeitsgebiet sind jedoch die meisten der Gefahrenherde bereits verbaut oder ist ihre Verbauung in naher Zukunft geplant.

Eine absolute Sicherung gegen nicht vorhersehbare Ereignisse, die durch extreme klimatische Bedingungen und andere Ursachen, auch durch den modernen Menschen selbst, hervorgerufen werden können, ist kaum möglich.

Zur Mikrofazies der oberen Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten

von Adelbert H.B. Niemeyer
(Innsbruck, 1979)

Im Bereich der Südtiroler Dolomiten wurden an Hand von fünf Profilen die "oberen" Werfener Schichten sedimentologisch bearbeitet.

Im Gelände wurden auffallende Schichtglieder wie energiereiche, mit Sedimentstrukturen versehene und klastisch beeinflusste Sedimente zu einem Korrelationsversuch herangezogen.

Aus den kalkigen Serien konnten acht Mikrofaziestypen erstellt werden, die man grob gliedern kann in schlammig-kalkige Mergel aus ruhigem Sedimentationsmilieu, Fossilschuttkalke und Oolithe aus Ablagerungsbereichen mit hoher Strömungsenergie, kalkig gebundene Silt- und Sandsteine, die den starken Landeinfluß widerspiegeln und zuletzt Dismikrite, die einem evaporitischen Milieu entstammen. Weitere Rückschlüsse auf Strömungsenergie können aus einigen Detailbeschreibungen der Mikrofazies gezogen werden. Erosionshorizonte, autochthone und allochthone Muschelpflaster sowie Sequenzbereiche und Sedimentstrukturen deuten auf unterschiedliche Strömungsinensität. Das Auftreten von Tempestiten ist wahrscheinlich.

Bleiglanzvererzungen in pyritreichen Sedimenten weisen auf ein reduzierendes Milieu hin, wobei das Blei möglicherweise aus aufgearbeiteten permischen Quarzporphyren stammen könnte. Mit den nur an wenigen Punkten gefundenen Conodonten kann man die bearbeiteten oberen Werfener Schichten größtenteils zur

nen und müßten von Fall zu Fall durch Sonderuntersuchungen ergänzt werden.

Die Gefahrenbereiche wurden in dieser Arbeit ebenfalls untersucht. Abgesehen von Schneelawinen und örtlicher Bergsturzgefahr sind die meisten Gefahrenherde an Wildbächen und an durch diese abgelagerten Schuttkegel gebunden.

Trotzdem zeigt sich auch im Montafon, wie auch sonst in den Alpentälern, daß die alten Siedlungsgebiete durchwegs gerade auf Schuttkegeln liegen, d.h., daß die sicher sehr naturverbundenen "Ur"-Einwohner gerade solche als sichere Standorte angesehen haben. Eine Einstufung dieser uralten Siedlungsräume in Gefahrenzonen von heute steht damit in Widerspruch zu solch alten Erfahrungsgrundsätzen.

Im Arbeitsgebiet sind jedoch die meisten der Gefahrenherde bereits verbaut oder ist ihre Verbauung in naher Zukunft geplant.

Eine absolute Sicherung gegen nicht vorhersehbare Ereignisse, die durch extreme klimatische Bedingungen und andere Ursachen, auch durch den modernen Menschen selbst, hervorgerufen werden können, ist kaum möglich.

Zur Mikrofazies der oberen Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten

von Adelbert H.B. Niemeyer
(Innsbruck, 1979)

Im Bereich der Südtiroler Dolomiten wurden an Hand von fünf Profilen die "oberen" Werfener Schichten sedimentologisch bearbeitet.

Im Gelände wurden auffallende Schichtglieder wie energiereiche, mit Sedimentstrukturen versehene und klastisch beeinflusste Sedimente zu einem Korrelationsversuch herangezogen.

Aus den kalkigen Serien konnten acht Mikrofaziestypen erstellt werden, die man grob gliedern kann in schlammig-kalkige Mergel aus ruhigem Sedimentationsmilieu, Fossilschuttkalke und Oolithe aus Ablagerungsbereichen mit hoher Strömungsenergie, kalkig gebundene Silt- und Sandsteine, die den starken Landeinfluß widerspiegeln und zuletzt Dismikrite, die einem evaporitischen Milieu entstammen. Weitere Rückschlüsse auf Strömungsenergie können aus einigen Detailbeschreibungen der Mikrofazies gezogen werden. Erosionshorizonte, autochthone und allochthone Muschelpflaster sowie Sequenzbereiche und Sedimentstrukturen deuten auf unterschiedliche Strömungsinensität. Das Auftreten von Tempestiten ist wahrscheinlich.

Bleiglanzvererzungen in pyritreichen Sedimenten weisen auf ein reduzierendes Milieu hin, wobei das Blei möglicherweise aus aufgearbeiteten permischen Quarzporphyren stammen könnte. Mit den nur an wenigen Punkten gefundenen Conodonten kann man die bearbeiteten oberen Werfener Schichten größtenteils zur

vierten von STAESCHE (1964) geforderten Conodontenzonen stellen, wobei deren höchster Abschnitt mit *Polygnathus gardenae* belegt werden konnte. In einem einzigen Fall wurde mit dem Fund von *Hadrodontina aequabilis* die dritte Conodontenzone angeschnitten. Das Massenaufreten der Conodonten, oft in Verbindung mit Ophiurenenskelettelementen, wird auf Frachtsonderung zurückgeführt. *Spirorbis phlyctaena* ist reichlich vertreten und wurde deshalb auf ihre Verbreitung hin untersucht.

Die im Werfener Flachschelfmeer entstandenen Sedimente entstammen dem subtidalen Bereich in Verbindung mit einem ausgeprägten Relief des Meeresbodens. In wannenförmigen Vertiefungen bildeten sich schlammige Sedimente, während Fossilschutt und Oolithe auf strömungsintensivere Hochlagen hinweisen. Nur regional verbreitete Evaporite deuten auf Sedimentationsbereiche, die möglicherweise durch Ooidsanddünen von der Wasserzirkulation abgeschlossen waren.

Massenbewegungen an Wildbächen in Osttirol
(Eine ingenieurgeologische Analyse im Raum
der nördlichen Schobergruppe)

von Heinrich Winkler
(Innsbruck, 1979)

Voraussetzung für die Bearbeitung von Massenbewegungen im Raum von Kals am Großglockner war eine geologische Kartierung im Maßstab 1:10 000, die weit über das eigentliche Einzugsgebiet der Massenbewegungen des Lesachtalbereiches hinausging. Den Schwerpunkt der Arbeit bildete der Talzusub am Lesachbach. Über diesen Schwerpunkt hinaus wurden alle ingenieurgeologisch wichtigen Parameter erfaßt und in einer Erosions- bzw. geotektonischen Karte im selben Maßstab dargestellt. Für den Schwerpunkt "Talzusub" wurde ein Überblick über die bisherige Literatur zusammengestellt, womit der Rahmen für die Bearbeitung des Talzusbub am Lesachbach gegeben war. Der Talzusub am Lesachbach besitzt eine Länge von 2250 m, eine Breite von 1050 m, eine Höhe von 660 m, eine Tiefe bis etwa 200 m und eine Gesamtmasse von 100 Mio. m³. Im Hangenden ist seine listrische Abrißfläche auf der westlichen Seite an das Streichen der weichen Glimmerschiefer angelehnt, der zentrale und östliche Teil hat sich vom Anstehenden losgelöst. Im Liegenden dürfte eine Sackung infolge glazialer U-Talbildung auslösendes Moment gewesen sein, wodurch sich der hangende Bereich bis heute um etwa 250 m abgesetzt hat. Die Basis des Talzusbub hat bei dieser Bewegung den Lesachbach im Meterzehnerbereich überfahren, so daß das Bachbett angehoben und zum Gegenhang gedrängt wurde. Das in diesem Bereich völlig aufgelöste Talzusbubmaterial bildet dabei eine erosionsanfällige, nicht verbaubare Bachsohle samt weitreichenden Uferanbrüchen. Der großräumige Talzusub am Lesachbach wurde einer geologischen, tektonischen und felsme-

vierten von STAESCHE (1964) geforderten Conodontenzonen stellen, wobei deren höchster Abschnitt mit *Polygnathus gardenae* belegt werden konnte. In einem einzigen Fall wurde mit dem Fund von *Hadrodontina aequabilis* die dritte Conodontenzone angeschnitten. Das Massenaufreten der Conodonten, oft in Verbindung mit Ophiurenenskelettelementen, wird auf Frachtsonderung zurückgeführt. *Spirorbis phlyctaena* ist reichlich vertreten und wurde deshalb auf ihre Verbreitung hin untersucht.

Die im Werfener Flachschelfmeer entstandenen Sedimente entstammen dem subtidalen Bereich in Verbindung mit einem ausgeprägten Relief des Meeresbodens. In wannenförmigen Vertiefungen bildeten sich schlammige Sedimente, während Fossilschutt und Oolithe auf strömungsintensivere Hochlagen hinweisen. Nur regional verbreitete Evaporite deuten auf Sedimentationsbereiche, die möglicherweise durch Ooidsanddünen von der Wasserzirkulation abgeschlossen waren.

Massenbewegungen an Wildbächen in Osttirol
(Eine ingenieurgeologische Analyse im Raum
der nördlichen Schobergruppe)

von Heinrich Winkler
(Innsbruck, 1979)

Voraussetzung für die Bearbeitung von Massenbewegungen im Raum von Kals am Großglockner war eine geologische Kartierung im Maßstab 1:10 000, die weit über das eigentliche Einzugsgebiet der Massenbewegungen des Lesachtalbereiches hinausging. Den Schwerpunkt der Arbeit bildete der Talzusub am Lesachbach. Über diesen Schwerpunkt hinaus wurden alle ingenieurgeologisch wichtigen Parameter erfaßt und in einer Erosions- bzw. geotektonischen Karte im selben Maßstab dargestellt. Für den Schwerpunkt "Talzusub" wurde ein Überblick über die bisherige Literatur zusammengestellt, womit der Rahmen für die Bearbeitung des Talzusbub am Lesachbach gegeben war. Der Talzusub am Lesachbach besitzt eine Länge von 2250 m, eine Breite von 1050 m, eine Höhe von 660 m, eine Tiefe bis etwa 200 m und eine Gesamtmasse von 100 Mio. m³. Im Hangenden ist seine listrische Abrißfläche auf der westlichen Seite an das Streichen der weichen Glimmerschiefer angelehnt, der zentrale und östliche Teil hat sich vom Anstehenden losgelöst. Im Liegenden dürfte eine Sackung infolge glazialer U-Talbildung auslösendes Moment gewesen sein, wodurch sich der hangende Bereich bis heute um etwa 250 m abgesetzt hat. Die Basis des Talzusbub hat bei dieser Bewegung den Lesachbach im Meterzehnerbereich überfahren, so daß das Bachbett angehoben und zum Gegenhang gedrängt wurde. Das in diesem Bereich völlig aufgelöste Talzusbubmaterial bildet dabei eine erosionsanfällige, nicht verbaubare Bachsohle samt weitreichenden Uferanbrüchen. Der großräumige Talzusub am Lesachbach wurde einer geologischen, tektonischen und felsme-

chanischen Analyse unterzogen (Erfassung physikalischer Parameter, tektonische Analyse in Form von Gefügediagrammen dargestellt, bodenmechanischen Untersuchungen des völlig aufgelösten Talzuschubmaterials sowie hydrogeologische Einflüsse und Berechnung einer Massenbilanz). Daraus ergaben sich folgende wichtige Teilaspekte wie eine gesteins- und Korngrößenunabhängige (zwischen Glimmerschiefer und Hornblendeglimmerschiefer) gleichbleibende Scherfestigkeit, im Basisbereich infolge stärkerer Durchbewegung mehr Feinkornanteile und eine wesentlich geringere Wasserdurchlässigkeit. Weiters ist mit der Auflockerung eine Volumszunahme der Talzuschubmassen und ein Porenvolumen des Talzuschubmaterials von 13,2% bis 21,2% verbunden. Die Talzuschubmassen sind daher bei höherem Wassergehalt für Bewegung und Erosion sehr anfällig und stellen somit die Hauptmasse des Lesachbachgeschiebes. Eine bauliche Sohlesicherung (Staffelung) ist im Bereich des Talzschubes wegen der Talzschubbewegung nicht möglich. Eine direkte Sanierung des Talzschubs ist nicht möglich. Lediglich flankierende Maßnahmen wie Ableitung des Wassers aus dem Herdbereich sowie die Errichtung einer 50 m hohen Geschieberückhaltesperre, um das Erosionsniveau anzuheben, können die Auswirkungen des Talzschubes mildern. Sie muß an einer freigelagerten (erodierten) Felssrinne errichtet werden, damit das abzulagernde Geschiebe sowohl eine Anhebung des Bachniveaus als auch ein natürliches Widerlager für den Talzschub bewirkt. Sehr wahrscheinlich wird auch die Gefahr des Talzschubes etwas eingeschränkt, zumal die Tiefenerosion des Wildbaches wegfällt und damit einer Versteilung im unteren Bereich des Talzschubes entgegengewirkt wird. Auf lange Sicht nimmt damit die Gefährlichkeit des Wildbaches ab.

Zur Geologie des Blühnbachtales (Salzburger Kalkalpen)

von Thomas Diehm
(Innsbruck, 1979)

Photogeologische Interpretation hat sich durch die starke Bewaldung, die großflächige Bedeckung durch Moränen und Schuttflächen und durch den Mittelgebirgscharakter im vorderen Blühnbachtal zur Erstellung eines geologischen Gesamtbildes als nicht weiterführend erwiesen.

Eine umfangreiche Begehung mit dazugehöriger Kartierung korrigiert und erweitert das bisherige Wissen über das Blühnbachtal. Dabei wurde das Auftreten der Hallstätter Gesteine im vorderen Blühnbachtal sowohl tektonisch als auch stratigraphisch als Bestandteil des Tirolikums eingeordnet.

Einen weiteren Teil der Dissertation bildete die Herausstellung der tektonischen Schuppen am Blühnteggzug mit der Erkenntnis, daß schwarze Schiefer vom Typus Reingrabener Schiefer in den unteren Bereichen des Gutensteiner Dolomits an tektonischen Bewegungszonen auftreten.

chanischen Analyse unterzogen (Erfassung physikalischer Parameter, tektonische Analyse in Form von Gefügediagrammen dargestellt, bodenmechanischen Untersuchungen des völlig aufgelösten Talzuschubmaterials sowie hydrogeologische Einflüsse und Berechnung einer Massenbilanz). Daraus ergaben sich folgende wichtige Teilaspekte wie eine gesteins- und Korngrößenunabhängige (zwischen Glimmerschiefer und Hornblendeglimmerschiefer) gleichbleibende Scherfestigkeit, im Basisbereich infolge stärkerer Durchbewegung mehr Feinkornanteile und eine wesentlich geringere Wasserdurchlässigkeit. Weiters ist mit der Auflockerung eine Volumszunahme der Talzuschubmassen und ein Porenvolumen des Talzuschubmaterials von 13,2% bis 21,2% verbunden. Die Talzuschubmassen sind daher bei höherem Wassergehalt für Bewegung und Erosion sehr anfällig und stellen somit die Hauptmasse des Lesachbachgeschiebes. Eine bauliche Sohlesicherung (Staffelung) ist im Bereich des Talzschubes wegen der Talzschubbewegung nicht möglich. Eine direkte Sanierung des Talzschubs ist nicht möglich. Lediglich flankierende Maßnahmen wie Ableitung des Wassers aus dem Herdbereich sowie die Errichtung einer 50 m hohen Geschieberückhaltesperre, um das Erosionsniveau anzuheben, können die Auswirkungen des Talzschubes mildern. Sie muß an einer freigelagerten (erodierten) Felssrinne errichtet werden, damit das abzulagernde Geschiebe sowohl eine Anhebung des Bachniveaus als auch ein natürliches Widerlager für den Talzschub bewirkt. Sehr wahrscheinlich wird auch die Gefahr des Talzschubes etwas eingeschränkt, zumal die Tiefenerosion des Wildbaches wegfällt und damit einer Versteilung im unteren Bereich des Talzschubes entgegengewirkt wird. Auf lange Sicht nimmt damit die Gefährlichkeit des Wildbaches ab.

Zur Geologie des Blühnbachtales (Salzburger Kalkalpen)

von Thomas Diehm
(Innsbruck, 1979)

Photogeologische Interpretation hat sich durch die starke Bewaldung, die großflächige Bedeckung durch Moränen und Schuttflächen und durch den Mittelgebirgscharakter im vorderen Blühnbachtal zur Erstellung eines geologischen Gesamtbildes als nicht weiterführend erwiesen.

Eine umfangreiche Begehung mit dazugehöriger Kartierung korrigiert und erweitert das bisherige Wissen über das Blühnbachtal. Dabei wurde das Auftreten der Hallstätter Gesteine im vorderen Blühnbachtal sowohl tektonisch als auch stratigraphisch als Bestandteil des Tirolikums eingeordnet.

Einen weiteren Teil der Dissertation bildete die Herausstellung der tektonischen Schuppen am Blühnteggzug mit der Erkenntnis, daß schwarze Schiefer vom Typus Reingrabener Schiefer in den unteren Bereichen des Gutensteiner Dolomits an tektonischen Bewegungszonen auftreten.

NACHTRÄGE

Geologie des Vezzano-Terlago-Gebietes (Provinz Trient/Italien)

von Dimitrios Tsolakis
(Innsbruck, 1970)

Die älteste Ablagerung im Arbeitsgebiet ist der Schlerndolomit. Das Ladin ist aus kristallinen, fein- bis mittelkörnigen, hellgrauen Dolomiten, die durch Zunahme der Schichtmächtigkeit in einen grünlich zuckerkörnigen Dolomit übergehen, zusammengesetzt.

Das Karn besteht aus gut geschichteten, hell- bis dunkelgrauen tonigen Dolomiten und aus den feinschichtigen rot-grünen Dolomitmergeln.

Der Hauptdolomit, wichtigster Felsbildner im Etschbuchtgebirge mit seiner Ladin-Karnbasis, ist ein hell- bis dunkelgrauer, mittelkörniger, kristalliner Dolomit.

Die Rhätschichten im Kartierungsgebiet fehlen, sie könnten aber dolomitisiert vorhanden sein.

Die Liaskalke sind von der Umgebung Trients bis zum Gazzazug verbreitet. Ihr unterer Teil besteht aus stark kompakten grauen Kalken, im Hangenden werden sie allmählich heller und sind stellenweise oolithisch. Sedimentologische Untersuchungen weisen auf, daß zur Zeit der Ablagerung starke Wasserbewegung stattgefunden hat.

Das Malm besteht aus roten, mikritischen, wellig-knolligen Kalken des Ammonitico rosso und den hellgelblich bis rötlichgrauen harten Kalken des Tithons.

Der Biancone ist ein hell- bis dunkelgrauer, porzellanartiger, dichter Kalk, mit oder ohne Hornstein. Nach der Mikrofauna reicht das Alter des Biancone von Gault bis unteres Senon.

Die Scaglia besteht aus roten, sandigen Kalkmergeln und hat senonisches Alter.

Das Alttertiär ist aus den sandigen, grünen, mergeligen Kalken, die teilweise schwarze Kieselgele führen, und aus den Nummulitenkalken zusammengesetzt.

Riß-Würm interglaziale Ablagerungen, brecciöse Bildungen, sind bei Cadine aufgeschlossen.

Die Würmmoränen enthalten Lehm, ebenfalls große und kleine gekritzte Geschiebe aus Karbonatgesteinen. Die Kristallinkompo-

nenten treten stark zurück.

Der tektonische Bau des Arbeitsgebietes ist judikarisch, d.h. alle Hauptstörungen streichen NNE-SSW und fallen nach W ein.

Parallel zur Judikarielinie läuft die Hauptstörung Paganellalinie. Sie streicht 50° NE und fällt nach NW mit ca. 40° ein.

Parallel zur Paganellalinie läuft die Terlagolinie. Ferner treten andere sekundäre Störungen auf, die das gleiche Streichen wie die Paganellalinie haben.

Es gibt B-Achsen, die in E-W-Richtung streichen und B-Achsen, die NE-SW streichen.

Das Anis der Olinger Dolomiten (Südtirol)

von Rainer Brandner

(Innsbruck, 1970)

Ausgehend von den hervorragenden Untersuchungen PIAs (1937) wurde das Anis der Olinger Dolomiten nach feinstratigraphischen und mikrofazialen Gesichtspunkten neu bearbeitet und eine Fazieskartierung vorgenommen.

Daraus ergaben sich drei lateral verzahnende und sich z.T. überlagernde Großfaziesräume: eine Schwellenfazies mit einer reichen Diploporenflora, eine Beckenfazies und eine küstennahe Flachwasserfazies.

Unbekannt war bisher im Anis der Südalpen die Entwicklung eines Riffes. Dieses wurde nur zu einem geringen Teil anstehend angetroffen. Der zentrale Riffbereich mit den verschiedenstartigen Biozönosen ist in den öfters mehrere 1000 m³ großen Rutschblöcken erhalten geblieben. Bei den riffbauenden Fossilien handelt es sich großteils um bisher unbekannte Formen. Eine neue Sphinctozoenfamilie wird beschrieben.

Mit den Rutschblöcken und den drei verschiedenen Konglomerathorizonten, die vom Anfang des Anis bis ins Unterillyr reichen, steht eine synsedimentäre Tektonik in Zusammenhang, die für die lateral und vertikal so stark wechselnde Sedimentation und die großen Mächtigkeitsunterschiede verantwortlich gemacht wird. Als stärkste Auswirkung dieser synsedimentären tektonischen Bewegungen ist die unterillyrische Verlandung im W des Arbeitsgebietes anzusehen; diese wird durch eine reiche Fährtenfauna (u.a. *Chiroterium*) belegt.

Unter den speziellen Untersuchungen ist besonders die Diploporenverteilungsanalyse hervorzuheben, aus der sich eine deutliche Faziesabhängigkeit verschiedener Diploporen ergibt.

nenten treten stark zurück.

Der tektonische Bau des Arbeitsgebietes ist judikarisch, d.h. alle Hauptstörungen streichen NNE-SSW und fallen nach W ein.

Parallel zur Judikarielinie läuft die Hauptstörung Paganellalinie. Sie streicht 50° NE und fällt nach NW mit ca. 40° ein.

Parallel zur Paganellalinie läuft die Terlagolinie. Ferner treten andere sekundäre Störungen auf, die das gleiche Streichen wie die Paganellalinie haben.

Es gibt B-Achsen, die in E-W-Richtung streichen und B-Achsen, die NE-SW streichen.

Das Anis der Olinger Dolomiten (Südtirol)

von Rainer Brandner

(Innsbruck, 1970)

Ausgehend von den hervorragenden Untersuchungen PIAs (1937) wurde das Anis der Olinger Dolomiten nach feinstratigraphischen und mikrofazialen Gesichtspunkten neu bearbeitet und eine Fazieskartierung vorgenommen.

Daraus ergaben sich drei lateral verzahnende und sich z.T. überlagernde Großfaziesräume: eine Schwellenfazies mit einer reichen Diploporenflora, eine Beckenfazies und eine küstennahe Flachwasserfazies.

Unbekannt war bisher im Anis der Südalpen die Entwicklung eines Riffes. Dieses wurde nur zu einem geringen Teil anstehend angetroffen. Der zentrale Riffbereich mit den verschiedenstartigen Biozönosen ist in den öfters mehrere 1000 m³ großen Rutschblöcken erhalten geblieben. Bei den riffbauenden Fossilien handelt es sich großteils um bisher unbekannte Formen. Eine neue Sphinctozoenfamilie wird beschrieben.

Mit den Rutschblöcken und den drei verschiedenen Konglomerathorizonten, die vom Anfang des Anis bis ins Unterillyr reichen, steht eine synsedimentäre Tektonik in Zusammenhang, die für die lateral und vertikal so stark wechselnde Sedimentation und die großen Mächtigkeitsunterschiede verantwortlich gemacht wird. Als stärkste Auswirkung dieser synsedimentären tektonischen Bewegungen ist die unterillyrische Verlandung im W des Arbeitsgebietes anzusehen; diese wird durch eine reiche Fährtenfauna (u.a. *Chiroterium*) belegt.

Unter den speziellen Untersuchungen ist besonders die Diploporenverteilungsanalyse hervorzuheben, aus der sich eine deutliche Faziesabhängigkeit verschiedener Diploporen ergibt.

Das Anis der Pragser Dolomiten (Südtirol)

von Thilo Bechstädt

(Innsbruck, 1971)

Diese Arbeit baut auf den hervorragenden Untersuchungen PIAs auf (1937). Das Anis der Pragser Dolomiten wurde einer mikrostratigraphischen und mikrofaziellen Untersuchung unterzogen, auch wurde eine Fazieskartierung vorgenommen.

Hieraus wurden verschiedene Faziesräume erkennbar:

- 1) die landferne, biostromartige Diploporenfazies des Sarl-Langkofelgebietes,
- 2) die Beckenfazies im Pragser Raum, die im oberen Pelson weit nach W vorstieß,
- 3) eine Schwellenfazies einer starken Diploporenentwicklung, die aber, zum Unterschied vom Sarlkofel, wesentlich landnäher war und deshalb häufig stark von Ton verunreinigt ist.

Der Obere Sarldolomit des Sarlkofels konnte erstmals untergliedert werden, ein größerer kalkiger Anteil wurde ausgeschieden und wird als "Hauptdiploporenkalk" bezeichnet.

Bislang unbekannt war die Ausbildung eines anisischen Riffes, das in meinem Arbeitsgebiet jedoch nur im unteren Pelson in ersten Ansätzen auftritt (Kühwiesenkopf), im Unterillyr nur mehr in Rutschblöcken, den Cipitkalken vergleichbar, vorliegt. BRANDNER (1970) beschreibt jedoch aus den Olinger Dolomiten unterillyrische Ausläufer eines Riffkomplexes.

In den Rutschblöcken fand sich auch eine neue Sphinctozoenfamilie (Olangocoeliidae), die in einer gemeinsamen Arbeit mit R. BRANDNER (1970) beschrieben wurde.

Mit den Rutschblöcken und Konglomerathorizonten, die vom Beginn des Anis an bis ins Unterillyr reichen, steht eine synsedimentäre Tektonik in Form von Hebungs- und Senkungsbewegungen, vielleicht auch Brüchen, in Zusammenhang.

Unter den speziellen Untersuchungen ist besonders die Diploporenverteilungsanalyse bemerkenswert, aus der sich eine deutliche Faziesabhängigkeit einzelner Diploporengruppen ergibt. Die "Gyttja"verhältnisse des Beckens wie auch Drucklösungen bewirkten die Entstehung von Knollenkalken, die in einem eigenen Kapitel ausführlich behandelt wurden.

Aus der detailliert rekonstruierbaren Paläogeographie ist es auch möglich, die im Ladin kommende Faziesheteropie vorauszusagen.

Geologie des Gebietes Stenico-Tione
Provinz Trient - Italien

von Pavlos Tsamantouridis
(Innsbruck, 1971)

Morphologisch zeigt das untersuchte Gebiet zwei verschiedene Einheiten: den durch junge geologische Ereignisse bedingten Verlauf des Tales und der Talform der Sarca (Becken von Tione) sowie die Mulde von Stenico.

Das Erosionsbecken von Tione streicht E-W und ist mit postglazialen Terrassenschotter aufgefüllt. Die Mulde von Stenico streicht NNE-SSW und enthält ältere interglaziale Schotter (Riß-Würm) und Reste ehemals weitverbreiteter glazialer Ablagerungen (Würm-Grundmoräne).

Als stratigraphisch Ältestes tritt im Aufnahmegebiet der Quarzporphyr auf mit seinen Tuffeinschaltungen. Ignimbrite treten zurück.

Der Grödener Sandstein ist ein roter bis grauer, grobkörniger und quarzreicher, in den tieferen Schichten glimmerreicher und feinkörniger Sandstein, der in den oberen Partien sicher ein Aufarbeitungsprodukt älterer Schichten ist.

Die Trias beginnt mit dem buntgefärbten (grau, rot, braun) Servino-Sandstein, der den unteren Werfener Schichten entspricht. Mit dem Zellenkalk (poröse, zellige Kalke und Dolomite mit Gips-Anhydriteinschaltungen als Ablagerungen eines lagunären Bereichs) schließt das Skyth ab.

Das Anis ist in unteren Partien hauptsächlich dolomitisch ausgebildet. Darüber folgen Brachiopodenkalke (mittleres und oberes Anis).

Ladinisch-karnisches Alter hat der Schlerndolomit: ein hellweißer bis grauer, gut gebankter Dolomit, meist fossilarm, örtlich mit Kalken wechsellagernd. Im Gegensatz zu den Südtiroler Dolomiten fehlen vulkanische Einschaltungen oder Gänge (mit einer Ausnahme). Ein vulkanischer Gang wurde nur an einer einzigen Stelle (unterhalb des Mte. Durmonte) beobachtet. Die sonst weit verbreitete klastische karnische Fazies konnte nirgends gefunden werden.

Der Hauptdolomit (Nor) ist im liegenden Teil als ein dunkel-schwärzlicher, bituminöser Dolomit entwickelt, der im ganzen Untersuchungsgebiet einheitlich ist. In oberen Teilen ist er ein rötlicher, grauer Rhythmit, manchmal gut gebankt. Im Grenzbereich zum Rhät tritt eine Wechsellagerung von Doloaphaniten, Laminiten und Doloarenosiltiten auf, wie sie allgemein einem Sedimentationsraum von untersubtidal bis hochsupratidal entspricht.

Gesteine, die bisher dem Rhät in venetianischer Fazies zugerechnet wurden, sind nach ihrer Mikrofauna eher als Lias anzusehen,

auch die Megafauna weist auf dieses Alter.

Das untere Rhät tritt als *Avicula contorta*-Horizont auf. Es läßt sich feststellen, daß das Rhät im westlichen Teil des Gebietes z.T. reich an Fossilien ist und stärkere, von unten nach oben zunehmende terrigene Beeinflussung zeigt. Nach Osten hin nimmt die Lieferung des terrigenen Materials mehr und mehr ab (siehe Profile Amolo-Cort-Rio d'Algone). Es werden zwei verschiedene Sedimentationsbereiche angenommen: im W ein terrigen beeinflusster, mehr lagunär gekennzeichnete Ablagerungsraum mit Muschelanhäufungen und sessilen Foraminiferen; im E dagegen tritt das terrigene Material stark zurück, es herrschen hauptsächlich Biosiltite und Dolomite vor, ein Hinweis auf ein etwas tieferes offenes Sedimentationsbecken.

Das obere Rhät wird durch das Lithodendron-Kalkniveau und den Grenzdolomit vertreten. Wie erwähnt, sind ab dem Lias zwei Großfaziesräume deutlich erkennbar: im venetianischen Lias herrschen die grauen Kalke und Oolithkalke von Kap S. Vigilio vor (Flachwasser). Im lombardischen Lias dagegen weist eine pelagische Fazies mit Radiolarien und Foraminiferen auf einen tieferen, freieren Sedimentationsraum hin.

Die oberen Teile der Cma. Sera, die L. TREVISAN (1939) als Dogger angesehen hat, sind liassischen Alters (durch *Trochalina alpina* LEUPOLD). Im Bereich der Val Laone tritt von Westen her erstmals zwischen den Hornsteinliaskalken ein Horizont grauer, oolithischer Kalke auf, der venetianischen Fazies entsprechend.

Der Dogger ist in der lombardischen Fazies durch die kompakten Kalke und Kieselschiefer im Bereich des Mte. S. Martino vertreten; im Raum der venetianischen Fazies fehlt der Dogger.

Aptychenschichten, Ammonitico rosso und Tithonkalke entsprechen dem Malm. Der Ammonitico rosso legt sich im Bereich der venetianischen Fazies mit einer Schichtlücke auf den Lias, im Bereich der lombardischen Fazies teilweise Aptychenschichten auf Dogger, teilweise liegt Ammonitico rosso auf Hornsteinlias auf, über dem Ammonitico rosso folgen Tithonkalke, die örtlich aber auch fehlen können.

Der Biancone (untere Kreide) fehlt im Osten des Gebietes völlig. Im Westen (Mte. Brugnoli und Mte. S. Martino) dagegen erreicht er eine erstaunliche Mächtigkeit (ca. 250 m).

Die obere Kreide (Saglia rossa) ist charakterisiert durch ziegelrote Mergelkalke mit mehreren Transgressions- (und (?) Regressions-)konglomerathorizonten (turonischen Alters) südlich Stenico. Die Scaglia rossa füllt taschenförmige Erosionsformen im Lias bei Stenico.

Das Tertiär ist in der Mulde von Stenico durch paleozäne Mergelkalke, eozäne Kalkmergel und Nummulitenkalke vertreten. Wichtig für das Eozän ist der Vulkanismus, der in zwei verschiedenen Basistufflagen auftritt.

Tektonik: Der tektonische Bau ist durch eine Reihe um N-S verlaufende durchgreifende Störungen gekennzeichnet, an denen örtlich die Schichten auch steilgestellt sein können. Auffallend

ist, daß diese bedeutenden Störungen mit oft sehr beträchtlichen Verschiebungsbeträgen sich nicht in die tertiären Ablagerungen der Mulde von Stenico hinein verfolgen lassen, obwohl diese Störungen, die ja auch das Tertiär randlich untergreifen, ohne Zweifel jünger als die Tertiärschichten der Mulde sind.

Geologie des Gebietes von Eppan-Kaltern-Mendelpaß (Südtirol)

von Heinz Georg Krämer
(Innsbruck, 1973)

Die Gesteinsfolge des Gebietes rund um den Mendelpaß beginnt mit dem permischen Quarzporphyr.

Darüber folgt der Grödener Sandstein. Er enthält Pflanzenreste und wird hauptsächlich als ein terrestrisches Sediment angesehen. Es finden sich aber auch aquatische Einschaltungen. Er besteht in seinen tiefsten Teilen meist aus dickgebankten Lagen von rotem bis grauem Sandstein. Nach oben hin werden mergelige Lagen zahlreicher.

Die Bellerophonschichten werden durch dolomitische und harte blaue, teilweise oolithische Kalke vertreten.

Die Werfener Schichten sind im Liegenden durch sandig-mergelige Gesteine vertreten, darüber folgen plattige Kalke. Nach oben folgen bunt gefärbte (meist rote) mergelige Lagen und Kalksandsteine. Das Hangende bildet Zellendolomit.

Der "Muschelkalk" setzt mit einem Konglomerat ein, über dem rote Sandsteine, bunte Mergel und schließlich knollige Kalke folgen. Der Schlerndolomit ist porös-zuckerkörnig ausgebildet. Morphologisch tritt er in der Steilwand des Mendelgebirges stark hervor. Die Raibler Schichten sind eine Gesteinsserie mit mergelig-kalkigen Gesteinen, zu denen vielfach vorherrschend vulkanische kommen. Mergel, Tuffe und Tuffite überwiegen aber stark gegenüber der nur rein örtlich aufgeschlossenen Lava (Nonesit).

Der Hauptdolomit ist der Hauptfelsbildner der Nonsberger Abdachung. Oft zeigt er eine gute Bankung. Seine Gesteinsfarbe wechselt von grau über hellbraun bis zu licht-grünlich. Stellenweise sieht er dem Schlerndolomit sehr ähnlich. Er ist das jüngste im Arbeitsgebiet vorhandene Gestein.

Ablagerungen des Quartärs sind besonders im Überetscher Gebiet und östlich von Fondo verbreitet. Die Terrassensedimente des Überetsch füllen ein altes Etschtal. Sie werden in das Riß/Würm Interglazial gestellt.

Darüber liegt die Würmgrundmoräne. Am Fuß des Mendelgebirges ist sie am mächtigsten.

Der tektonische Bau im großen ist gegeben dadurch, daß der Mendelrücken der Ostschenkel der großen Nonsberger Mulde ist. Diese stößt im Westen an die Judikarienlinie, längs der die Etschbucht (Südalpen) nach R. STAUB (1949) rund 120 km gegen NNE vorgeschoben worden ist. Diesem Vorschub sind auch alle Störungen im Arbeitsgebiet zuzuordnen. Dabei treten die zur Judikarienlinie \perp parallel laufenden zurück und die Querstörnun-

ist, daß diese bedeutenden Störungen mit oft sehr beträchtlichen Verschiebungsbeträgen sich nicht in die tertiären Ablagerungen der Mulde von Stenico hinein verfolgen lassen, obwohl diese Störungen, die ja auch das Tertiär randlich untergreifen, ohne Zweifel jünger als die Tertiärschichten der Mulde sind.

Geologie des Gebietes von Eppan-Kaltern-Mendelpaß (Südtirol)

von Heinz Georg Krämer
(Innsbruck, 1973)

Die Gesteinsfolge des Gebietes rund um den Mendelpaß beginnt mit dem permischen Quarzporphyr.

Darüber folgt der Grödener Sandstein. Er enthält Pflanzenreste und wird hauptsächlich als ein terrestrisches Sediment angesehen. Es finden sich aber auch aquatische Einschaltungen. Er besteht in seinen tiefsten Teilen meist aus dickgebankten Lagen von rotem bis grauem Sandstein. Nach oben hin werden mergelige Lagen zahlreicher.

Die Bellerophonschichten werden durch dolomitische und harte blaue, teilweise oolithische Kalke vertreten.

Die Werfener Schichten sind im Liegenden durch sandig-mergelige Gesteine vertreten, darüber folgen plattige Kalke. Nach oben folgen bunt gefärbte (meist rote) mergelige Lagen und Kalksandsteine. Das Hangende bildet Zellendolomit.

Der "Muschelkalk" setzt mit einem Konglomerat ein, über dem rote Sandsteine, bunte Mergel und schließlich knollige Kalke folgen. Der Schlerndolomit ist porös-zuckerkörnig ausgebildet. Morphologisch tritt er in der Steilwand des Mendelgebirges stark hervor. Die Raibler Schichten sind eine Gesteinsserie mit mergelig-kalkigen Gesteinen, zu denen vielfach vorherrschend vulkanische kommen. Mergel, Tuffe und Tuffite überwiegen aber stark gegenüber der nur rein örtlich aufgeschlossenen Lava (Nonesit).

Der Hauptdolomit ist der Hauptfelsbildner der Nonsberger Abdachung. Oft zeigt er eine gute Bankung. Seine Gesteinsfarbe wechselt von grau über hellbraun bis zu licht-grünlich. Stellenweise sieht er dem Schlerndolomit sehr ähnlich. Er ist das jüngste im Arbeitsgebiet vorhandene Gestein.

Ablagerungen des Quartärs sind besonders im Überetscher Gebiet und östlich von Fondo verbreitet. Die Terrassensedimente des Überetsch füllen ein altes Etschtal. Sie werden in das Rib/Würm Interglazial gestellt.

Darüber liegt die Würmgrundmoräne. Am Fuß des Mendelgebirges ist sie am mächtigsten.

Der tektonische Bau im großen ist gegeben dadurch, daß der Mendelrücken der Ostschenkel der großen Nonsberger Mulde ist. Diese stößt im Westen an die Judikarienlinie, längs der die Etschbucht (Südalpen) nach R. STAUB (1949) rund 120 km gegen NNE vorgeschoben worden ist. Diesem Vorschub sind auch alle Störungen im Arbeitsgebiet zuzuordnen. Dabei treten die zur Judikarienlinie \perp parallel laufenden zurück und die Querstörnun-

gen hervor. Dies ist sicher auch zum Teil durch das judikarische Streichen des Mendelzuges selbst verursacht. Von den judikarisch streichenden Längsstörungen tritt die Grauner Überschiebung von Süden her bei Söll ins Arbeitsgebiet ein. Ihr Verlauf ist durch jüngere Schuttablagerungen verdeckt. Wahrscheinlich zieht aber diese Störung westlich des Matschatsch nach Norden. Sie hat damit sicher entscheidenden Anteil -zusammen mit der Heraushebung des Penegalblocks an den Querstörungen -, daß am Matschatsch der Quarzporphyr um mindestens 200 m gehoben ist. Dem judikarischen Störungsbündel dürfte auch die Störung angehören, die die Schlerndolomitscholle von Ruffre im Westen begrenzt.

Die quer über den Mendelzug hinweglaufenden Querstörungen treten besonders am Ostabhang desselben stark hervor. Durch sie wird der Mendelzug in einzelne Schollen zerlegt, die durch diese Störungen gegeneinander gehoben bzw. abgesenkt sind: 1. Penegalscholle zwischen Purglauer- und Mendelpaßstörung, 2. Roenscholle südlich der Mendelpaßstörung.

Aber auch diese beiden Schollen sind ihrerseits durch kleinere Querbrüche weiter unterteilt.

Die Morphologie des Gebietes ist zum Großteil selektiv bedingt im Gesteinsverhalten gegenüber erosivem Angriff. Im Überetsch herrscht stark glaziale Überformung.

Mikrofazies und Mikrofauna der Mila-Formation (Kambrium/Ordovizium) im Elburz (Iran)

von Ali Mosleh-Yazdi

(Innsbruck, 1975)

Das Kambrium bzw. tiefere Ordovizium des Elburzgebirges nördlich von Teheran wurde erstmals mikrofaunistisch und mikrofaziell untersucht. Infolge relativ starker Mächtigkeiten (700 m und darüber) war es zuerst notwendig, gut erschlossene Profile auffindig zu machen. Als besonders geeignet hat sich das Profil von Fashand angeboten, das cm-weise aufgenommen und feinstratigraphisch bearbeitet wurde. Ein zweites Profil wurde ebenso genau in der Umgebung von Geirud bemustert.

Die mikrofazielle Analyse hat ganz klar ergeben, daß die faziellen Unterschiede zwischen den beiden Profilen im Kambrium relativ gering sind und sich erst im Ordovizium stärker differenzieren.

Mikrofaziell brauchten die in Serien gegliederten Profilibereiche durchwegs Flachstwasserbereiche, die allerdings interessante Milieustudien, vor allem für die kambrischen Poriferen, ergaben. Auch die Armut an Conodonten (diese treten nur in höheren Profilabschnitten auf) geht auf das für Conodonten ungünstige Milieu zurück.

gen hervor. Dies ist sicher auch zum Teil durch das judikarische Streichen des Mendelzuges selbst verursacht. Von den judikarisch streichenden Längsstörungen tritt die Grauner Überschiebung von Süden her bei Söll ins Arbeitsgebiet ein. Ihr Verlauf ist durch jüngere Schuttablagerungen verdeckt. Wahrscheinlich zieht aber diese Störung westlich des Matschatsch nach Norden. Sie hat damit sicher entscheidenden Anteil -zusammen mit der Heraushebung des Penegalblocks an den Querstörungen -, daß am Matschatsch der Quarzporphyr um mindestens 200 m gehoben ist. Dem judikarischen Störungsbündel dürfte auch die Störung angehören, die die Schlerndolomitscholle von Ruffre im Westen begrenzt.

Die quer über den Mendelzug hinweglaufenden Querstörungen treten besonders am Ostabhang desselben stark hervor. Durch sie wird der Mendelzug in einzelne Schollen zerlegt, die durch diese Störungen gegeneinander gehoben bzw. abgesenkt sind: 1. Penegalscholle zwischen Purglauer- und Mendelpaßstörung, 2. Roenscholle südlich der Mendelpaßstörung.

Aber auch diese beiden Schollen sind ihrerseits durch kleinere Querbrüche weiter unterteilt.

Die Morphologie des Gebietes ist zum Großteil selektiv bedingt im Gesteinsverhalten gegenüber erosivem Angriff. Im Überetsch herrscht stark glaziale Überformung.

Mikrofazies und Mikrofauna der Mila-Formation (Kambrium/Ordovizium) im Elburz (Iran)

von Ali Mosleh-Yazdi

(Innsbruck, 1975)

Das Kambrium bzw. tiefere Ordovizium des Elburzgebirges nördlich von Teheran wurde erstmals mikrofaunistisch und mikrofaziell untersucht. Infolge relativ starker Mächtigkeiten (700 m und darüber) war es zuerst notwendig, gut erschlossene Profile auffindig zu machen. Als besonders geeignet hat sich das Profil von Fashand angeboten, das cm-weise aufgenommen und feinstratigraphisch bearbeitet wurde. Ein zweites Profil wurde ebenso genau in der Umgebung von Geirud bemustert.

Die mikrofazielle Analyse hat ganz klar ergeben, daß die fazialen Unterschiede zwischen den beiden Profilen im Kambrium relativ gering sind und sich erst im Ordovizium stärker differenzieren.

Mikrofaziell brauchten die in Serien gegliederten Profilibereiche durchwegs Flachstwasserbereiche, die allerdings interessante Milieustudien, vor allem für die kambrischen Poriferen, ergaben. Auch die Armut an Conodonten (diese treten nur in höheren Profilabschnitten auf) geht auf das für Conodonten ungünstige Milieu zurück.

Ein besonderes Augenmerk wurde auf die kambrischen Schwämme gelegt, wobei eine neue Gattung und zwei neue Arten aufgestellt werden konnten. Es handelt sich hierbei um Vertreter der Chanceloridae, daneben wurden noch weitere neue Typen gesehen. Eine Poriferengruppe (regenschirmförmige Schwammspiculae) wurde hier nur randlich gestreift, da darüber eine eigene Arbeit (MOSTLER, H. & A. MOSLEH-YAZDI, 1975) zur Zeit abgedruckt wird. Die Poriferen ermöglichten eine relativ genaue stratigraphische Einordnung, und in Verbindung mit der an sich armen Conodontenfauna konnte die Kambrium/Ordoviziumgrenze gut erfaßt werden.

Inhalt

HEISSEL, G.: Die geologische Neuaufnahme des Karwendelgebirges und seine tektonische Ausdeutung	1
RAHIMI-YAZD, A.: Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus der Perm/Trias-Grenze im Nordwest- und Zentraliran	3
EXEL, R.: Geologie der Marmolata (Westliche Dolomiten)	4
EXARCHOS, A.: Zur Mikropaläontologie und Sedimentologie der Kössener Schichten (Alpine Trias der Nördlichen Kalkalpen)	6
WALLNER, H.: Der geologische Bau des Wilden Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung	7
ENICHLMAYR, E.: Der geologische Bau des Zahnen Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung	7
GEORGIADIS, P.: Geologie des Gebietes um Lindos und seine Verkarstung (Insel Rhodos - Griechenland)	8
GASSER, G.-U.: Zur Mikropaläontologie der Buchensteiner Schichten in den Südtiroler Dolomiten	9
ANGERER, J.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg)	10
AICHHORN, A.: Geologische Untersuchungen im Raum Viehhofen-Zell am See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Vulkanite und der Vererzungen	11
LEICHTFRIED, W.: Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg)	12
JACOBY, E.: Zur Geologie des Spannagelhöhlensystems und dessen näherer Umgebung (Zillertal, Tirol)	13
POPOROU, B.: Die jungtertiären bis pleistozänen Ablagerungen im Nordosten der Insel Rhodos (Griechenland)	14
PETRIDIS, G.: Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im Klostertal (Vorarlberg)	15
LESSANI, M.: Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus der Perm/Triasgrenze in Nordiran (Zentralelburz)	15
MAHLER, A.: Verkarstung der Kalkgebiete im Golfo di Orosei, Sardinien	16
BERTHA, S.: Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im Außermontafon und Silbertal (Vorarlberg)	18

NIEMEYER, A.H.B.: Zur Mikrofazies der oberen Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten	19
WINKLER, H.: Massenbewegungen an Wildbächen in Osttirol (Eine ingenieurgeologische Analyse im Raum der nördlichen Schobergruppe)	20
DIEHM, T.: Zur Geologie des Blühnbachtales (Salzburger Kalkalpen)	21
TSOLAKIS, D.: Geologie des Vezzano-Terlago-Gebietes (Provinz Trient/Italien)	22
BRANDNER, R.: Das Anis der Olangener Dolomiten (Südtirol) ...	23
BECHSTÄDT, T.: Das Anis der Pragser Dolomiten (Südtirol) ...	24
TSAMANTOURIDIS, P.: Geologie des Gebietes Stenico-Tione (Provinz Trient, Italien)	25
KRÄMER, H.G.: Geologie des Gebietes von Eppan-Kaltemendelpaß (Südtirol)	27
MOSLEH-YAZDI, A.: Mikrofazies und Mikrofauna der Mila-Formation (Kambrium/Ordovizium) im Elburz (Iran)	28